

Programa del Doctorat en Ciències del Mar

Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental (ECA)

Universitat Politècnica de Catalunya (UPC)



BIOMARCADORS PALEOCLIMÀTICS A LA CONCA DE LA GUAIANA (ATLÀNTIC TROPICAL OCCIDENTAL)

Tesi presentada per obtenir el títol de Doctor per la Universitat Politècnica de
Catalunya per

Óscar Rama-Corredor

Barcelona, 2017

Director i tutor de tesi:

Dr. Joan Grimalt Obrador

Professor d'investigació

Codirectora de tesi:

Dra. Belén Martrat Sotil

Investigadora Ramón y Cajal

Departament de Química Ambiental

Institut de Diagnosi Ambiental i Estudis de l'Aigua

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IDAEA-CSIC)



A Xavier i Júlia

AGRAIMENTS

Sembla mentida haver arribat a aquest punt. Han passat uns quants anys des de que vaig decidir fer un canvi a la meua vida i començar un màster. Va ser una amiga (Raquel) qui em va recomanar contactar amb el Dr Grimalt. Després de diversos intents, vam quedar i així començar el meu camí en el món de la Paleo.

Voldria agrair la seva confiança en mi als que han estat durant tots aquests anys els meus directors de tesi: el Dr. Joan Grimalt i la Dra Belén Martrat. Els començaments al grup van ser a corre-cuita, el màster ja havia començat, no hi havia ningú per ensenyar-me la metodologia, però al llarg dels anys quan els he necessitat sempre han estat per ajudar-me. Dos grans científics i millors persones.

També vull agrair al Jordi la seva ajuda ja què aquesta tesi no seria la mateixa sense tenir en compte les converses sobre coves, mapes, l'ArcGIS i els masses que hem revisat al llarg de la tesi.

A la Pilar amb qui he compartit tants dinars al llarg de la tesi i que sempre té un moment quan la necessites.

A la Teresa que va ser qui em va ensenyar la metodologia a Lisboa en un viatge exprés a Portugal i a qui he anat veient al llarg dels anys en diferents reunions.

Als companys del grup amb qui he coincidit i amb qui hem passat tantes bones estones tant al CSIC com fora. Crec que mai oblidaré la primera calçotada a Can Valentines i la fondue de xocolata. Les noies de salut (Marta, Esthercita, Mercè, Carolina, Natalia, Eva i Berit), els companys del 306 (Roberto, Anton, Sam, Nelia, Marta Fontal, Anuar, Barend, Nupur, Rai, Josep i Esther Marco) i per suposat els companys del 321 (Carme, Lourdes, David, Marta, Yolanda i Bibi). Els bons moments viscuts amb vosaltres dintre i fora

del laboratori me'ls emporto per sempre. Muchas gracias *Zulito tropical members!*

A la Roser, la Maria i la Dori que tant amablement em van ensenyar i ajudar al laboratori de masses. A la Patricia i la Inma que m'han ajudat al laboratori de gasos amb els Varian.

A la gent del grup que he anat coneixent quan ja no hi eren al CSIC com la Cons, la Montse Ferrer, el Roger i la Mireia.

A la gent dels “Bayona” (Carmen, Diana i Victor) i dels “Dachs” (la María José, la Naiara i l’Ana) que vaig conèixer quan vaig arribar i que eren com del grup.

A la gent que he anat coneixent posteriorment com els “Llebaria” (la Carme, l’Amadeu, les Annes, el Juanlo, la Isabel, la Marina, la Lucía, la Lourdes, el Fabio, el Xavi i l’Ester) i els “Barceló” (La Sandra, l’Alicia, la Laia i l’Àngels).

Als paleo que he anat coneixent al llarg d’aquesta tesi primer al màster de la UB on la Isabel Cacho va ser la meva mestra i em va introduir en el món de la Paleo. Els companys de la UB Jaime i Patri que són els primers que vaig conèixer. Al Leo que també vaig conèixer al màster i a la resta que he conegut més recentment la Mercè, l’Albert, la Judit i el Jose.

A la gente de Salamanca (Paco, José Abel, Elena, Iván y Montse).

Als companys de l’ICM, el Carles, l’Eva, la Lucía, la María i l’Ariadna. To Eric and Sarah from UAB I met in the paleo-meetings and ICP.

A Dunia que me invitó a una reunión en Brasil y de la cual surgieron dos artículos. Muchas gracias.

A Enrique, Noelia, Núria, Mikel, Yoli Raquel, Javi y Pali que me han ido preguntando cada dos por tres cuando deposito (gracias por preocuparos).

Por supuesto, a mis padres y hermanos que siempre han estado ahí cuando los he necesitado. Muchas gracias.

A la família Guillem que m'han acollit com un més i ha passat a ser part de la meva família.

Finalment volia agrair al CSIC per no invertir abans en un S.A.I. i permetre que s'anés el llum de la sala de gasos varies vegades l'estiu de 2008. Casualitats de la vida només va sobreviure a les tempestes la interfase de Paleo i gràcies a això vaig conèixer a la Núria. La millor cosa que m'emporto de la meva estada al CSIC sens dubte. Junts hem construït un futur del que formen part ja el Xavier i la Júlia.

MOLTES GRÀCIES.

RESUM

En aquesta tesi doctoral s'estudia un testimoni marí recollit davant de les costes de la Guaiana francesa (7°48'75''N i 53°0'80''O, -1233m i 39m de llargada), a la regió tropical de Sud-Amèrica, àrea fins ara no considerada des de la perspectiva paleoclimàtica. L'estudi de compostos orgànics fòssils ha permès reconstruir el clima esdevingut durant els últims 415.000 anys.

S'han fet servir dos tipus de biomarcadors: continentals (n-alcans i n-alcohols de cadena lineal) provinents de plantes superiors i marins (C₃₇ alquenones) que sintetitzen algues (algunes espècies d'haptofícies). Els continentals donen informació sobre els canvis de precipitació i vegetació que hi ha hagut a la regió amazònica. Les alquenones donen informació sobre les variacions de temperatura superficial a l'oceà en l'àrea d'estudi.

La regió de la Guaiana, tot i la proximitat a l'equador, registra perfectament els canvis glacials/interglacials al llarg dels últims 4 cicles climàtics. També permet observar els esdeveniments produïts a escala submil·lenària, inclosos els D-O i HE característics de l'últim període glacial.

ABSTRACT

The main objective of this thesis is the study of a marine sediment core located in front of French Guiana (7°48'75''N, 53°0'80''W, -1233m bsl and 39m length), in northern South America. The last 415,000 years were studied at high resolution by identification and quantification of organic fossil compounds.

Two types of biomarkers were used: continental (*n*-alkanes and *n*-alcohols) which are synthesized by higher plants and marine (C₃₇ alkenones) which are synthesized by phytoplankton (some species of Hapthophyceae). The former provide information on precipitation and vegetation changes in the Amazon basin and the later show the sea surface temperatures variations in the studied area.

Despite being closer to equator, the Guiana region records perfectly the glacial/interglacial variations (last 4 cycles) and the submillennial variability, including the D-O and HE that are characteristic of the last glacial period.

OBJECTIUS

Aquesta tesi té com objectiu l'estudi paleoclimàtic de la regió de la Guaiana (Atlàntic tropical occidental) a partir d'un testimoni de sediment (MD03-2616) recollit l'any 2003 davant de la costa de la Guaiana Francesa. La regió de la Guaiana és una zona important degut a la seva localització estratègica propera a l'equador (7°N) i en mig de la confluència d'aigües dels dos hemisferis.

L'estudi multiproxi del sediment al llarg dels últims 415.000 anys mitjançant l'anàlisi de compostos orgànics fòssils permetrà conèixer les variacions del clima tant a l'oceà com al continent americà. Amb aquest objectiu es faran servir diversos biomarcadors:

- Els canvis hidrològics i de vegetació s'estudiaran amb biomarcadors d'origen continental com són els *n*-alcans i els *n*-alcohols. Això permetrà estudiar els canvis en la selva amazònica relacionats amb les variacions d'hidrologia.
- La variació climàtica a l'oceà, tant a escala mil·lenària com orbital, s'estudiarà mitjançant les alquenones de 37 àtoms de carboni. Aquestes permetran estudiar els canvis en la temperatura superficial de l'oceà.
- L'evolució dels boscos de manglars a la zona i els possibles canvis de nivell del mar local al llarg dels diferents cicles climàtics s'estudiaran mitjançant l'anàlisi del taraxerol.

L'estudi de tots aquests biomarcadors permetrà conèixer com va canviar el clima amb una combinació multiproxy i a alta resolució (284 anys de promig al llarg del testimoni) en una regió tropical que fins ara no ha estat estudiada.

ÍNDIX GENERAL

Resum.....	v
Abstract	vi
Objectius	vii
Índex General	viii
Índex de figures.....	xii
Índex de taules.....	xvi
Capítol 1	1
Introducció i clima	1
1.1.- Introducció	3
1.1.1.- Registres climàtics	7
1.2.- Oscil·lacions orbitals.	13
1.3.- Oscil·lacions suborbitals.....	17
1.4.- Circulació atmosfèrica	27
1.4.1.- Circulació de Hadley.....	27
1.4.2.- Zona de convergència intertropical i el SAMS.....	28
1.5.- Circulació oceànica.....	31
1.5.1.- Circulació global. la circulació termohalina	31
1.5.2.- Circulació de la zona d'estudi.....	33
1.5.2.1 Corrents superficials.....	33
1.5.2.2.- Corrents profundes.....	35
Bibliografia Capítol 1	37
Capítol 2	43

Materials.....	43
2.1. - Testimoni MD03-2616.....	45
2.2. – Zones d’influència.....	49
2.2.1. - Regió de Guaiana.....	49
2.2.2.- Conca del riu Amazonas	51
2.3. – Biomarcadors moleculars.....	54
2.3.1. – Biomarcadors Continentals.	55
2.3.1.1.- Alcans i alcohols	55
2.3.1.2.- Taraxerol	60
2.3.2. – Biomarcadors marins.....	62
2.3.2.1. – Alquenones.....	62
Bibliografia Capítol 2.....	66
Capítol 3.....	69
Metodologia	69
3.1.- Anàlisi de compostos lipídics neutres.....	71
3.2.- Carboni orgànic total (TOC).....	74
3.3.- Purificació per HPLC deLS EXTRACTES LIÍPICS.....	74
Bibliografia Capítol 3.....	78
Capítol 4.....	79
Interacció zones tropicals-altes latituds durant l’últim cicle climàtic.	79
4.1.- Model d’edat	81
4.2.- Taxa de sedimentació.....	84
4.3.- Patró de SST durant els PERÍODES glacialS/interglacialS	86
4.4.- Canvis abruptes en les SSTs	88

4.5.- Discussió	90
4.5.1.- Connexions ràpides tròpics-zones polars durant els períodes càlids i estables.	90
4.5.2.- Canvis abruptes en SSTs tropicals durant intervals de transició.....	95
4.5.3.- Últim glacial: <i>See-saw</i> entre els tròpics i Groenlàndia.	96
Bibliografia Capítol 4.....	102
Capítol 5	107
Interacció oceà-continent a la zona tropical de Sud-Amèrica.	107
5.1.- Biomarcadors continentals.....	109
5.2.- Discussió	114
5.2.1.- Canvis a les precipitacions a Sud-Amèrica els últims 140.000 anys.	114
5.2.2.- Evolució dels manglars a la costa de la Guaiana els últims 140.000anys.	117
5.2.3- Interacció oceà-continent.	121
5.2.3.1.- Interglacial i MIS5	121
5.2.3.2- Glacial i HE a Guaiana basin	126
Bibliografia Capítol 5.....	135
Capítol 6.....	139
Estudi paleoclimàtic al llarg dels últims 415.000 anys a Sud-Amèrica.	139
6.1.- Biomarcadors al llarg dels últims 415.000 anys.	141
6.1.1.- SST a la Conca de la Guaiana al llarg dels últims 415.000 anys..	141
6.1.2.- Biomarcadors terrígens.	144
6.2.- Discussió	148
6.2.1.- Canvis en la precipitació i vegetació a Sud-Amèrica.....	148

6.2.1.1.- Canvis en la precipitació.	148
6.2.1.2.- Canvis en la vegetació a la zona amazònica.	152
6.2.1.3.- Canvis en la vegetació a la regió dels Andes	155
6.2.2. Canvis en les SST de l'Atlàntic nord.	162
6.2.2.1.- SSTs de Guaiana vs marge ibèric.	163
6.2.2.2.- Paper de la regió de la Guaiana en la circulació global.	166
Bibliografia Capítol 6.....	173
Capítol 7.....	185
Conclusions	185
7.1.- Estudi de les SST	187
7.2.- Canvis en la vegetació i precipitació.....	189
Annex A	191
Acrònims	191
Annex B	197
Purificació per HPLC.....	197
Bibliografia annex B	203
Annex C	205
Publicació a la revista <i>Climate of the past</i> :	205
Annex D	223
Publicació 2. revista <i>Climate of the past</i> :	223

ÍNDIX DE FIGURES

Fig.1.1.- El clima i factors que l'influeixen.	3
Fig.1.2.- Concentració del CO ₂	4
Fig.1.3. Indicadors múltiples del canvi global.	6
Fig.1.4.- Interaccions a la regió amazònica.	7
Fig.1.5.- Proxis paleoclimàtics.	9
Fig.1.6.- Destil·lació isotòpica de l'oxigen	10
Fig.1.7.- Corba isotòpica $\delta^{18}\text{O}$ de LR04.	11
Fig.1.8.- Moviments de la terra i la seva freqüència.	13
Fig.1.9.- Precessió dels equinocis al llarg dels últims 15.000 anys.	15
Fig.1.10.- Isòtops d'oxigen a Camp Century, un dels primers testimonis de gel de Groenlàndia:	17
Fig.1.11.- $\delta^{18}\text{O}$ en el testimoni de gel NGRIP,	18
Fig.1.12.- Mecanisme dels D/O.	19
Fig.1.13.- Cicle Bond.	20
Fig.1.14.-Fases del glacial i la circulació oceànica.	22
Fig.1.15.- Variacions de la plataforma de gel a l'hemisferi nord deguda a variacions de la CTH.	23
Fig.1.16.- See-saw.	25
Fig.1.17.-Sincronització dels testimonis de gel.	25
Fig.1.18.- Tàndem D-O/HE.	26
Fig.1.19.- Circulació atmosfèrica.	27
Fig.1.20.- ITCZ	28
Fig.1.21.- SASM.	29
Fig.1.22.- Hidrografia dels rius Orinoco i Amazones	30
Fig.1.23.- Mapa amb corrents profundes.	32
Fig.1.24. Mapa de l'àrea d'estudi.	34
Fig.1.25.- Corrents en profunditat.	36
Fig.2.1.- Localització del testimoni.	45

Fig.2.2. -Sistema de mostreig Calypso.....	46
Fig.2.3.-Procès d'extracció del testimoni.....	47
Fig.2.4. - Mostreig del sediment del testimoni MD03-2616.....	48
Fig.2.5. - Mapa amb la Guaiana.....	49
Fig.2.6.- Escut guaianès.....	50
Fig.2.7.- Rius de la Guaiana: Maroni i Oyapock.....	51
Fig.2.8.- Mapa geològic de la conca amazònica.....	52
Fig. 2.9.- Transsecte de la zona d'estudi amb els biomarcadors analitzats al testimoni MD03-2616.....	54
Fig. 2.10.- Cromatograma amb el patró d'alcans des del C ₂₁ fins al C ₄₀	55
Fig. 2.11.- Distribució en els sediments del testimoni MD03-2616.....	58
Fig. 2.12.- Exemples de cromatogrames de les mostres analitzades.....	59
Fig. 2.13.- Estructura de Taraxerol.....	61
Fig.2.14.- E. Huxleyi.....	62
Fig. 2.14.- Cromatograma amb les alquenones en primer pla.....	64
Fig.2.15.- Calibracions del U ^{k'} ₃₇	65
Fig.3.1.- Procediment d'anàlisi.....	72
Fig.3.2.- Cromatograma típic de les mostres analitzades.....	73
Fig.3.3.- Cromatograma d'una mostra per purificar amb HPLC.....	75
Fig.3.4.- Cromatògraf de líquids.....	76
Fig.3.5.- Fluxos i dissolvents emprats.....	77
Fig.4.2.- Temperatures (SST) de Guaiana vs Groenlàndia i canvis orbitals.....	85
Fig. 4.3.- Canvis abruptes durant els MIS4, MIS3 i MIS2.....	91
Fig.4.4.- Canvis abruptes durant els MIS4, MIS3 i MIS2.....	93
Fig.4.5.- See-saw entre Groenlàndia i Guaiana durant el glacial.....	97
Fig.5.5.- Evolució de les SSTs en zones influïdes pels corrents que contribueixen a les SSTs de Guaiana (SEC i NEC).....	100
Fig.5.1.- Percentatge de compostos orgànics d'origen continental i marí en les mostres del testimoni MD03-2616.....	109
Fig.5.2.- Relació d'alcans vs alcohols.....	110
Fig.5.3.- Biomarcadors continentals obtinguts al testimoni MD03-2616....	112

Fig.5.4.- Biomarcadors de diferents registres de Sud-Amèrica.....	115
Fig.5.5.- Índex Tol al testimoni d'estudi MD03-2616.	118
Fig.5.6.-Manglars i variacions de SST al llarg dels últims 140.000anys.	119
Fig.5.7.- Manglars vs nivell del mar.	120
Fig.5.9.- Canvis en l'oceà i la vegetació durant l'últim interglacial al testimoni MD03-2616.	123
Fig.5.10.- Canvis en les SST i la precipitació a Sud-Amèrica durant el MIS 5.	125
Fig.5.11.- Canvis en l'oceà i la vegetació durant l'últim interglacial al testimoni MD03-2616.	127
Fig.5.13.-H1 a l'esquerra i H6 a la dreta a la regió de Guaiana.	131
Fig.6.1. SST a la regió de la Guaiana al llarg dels últims 415.000anys	142
Fig. 6.2.- Biomarcadors estudiats al testimoni MD03-2616 al llarg dels últims 415,000 anys.	145
Fig.6.3.- Concentració dels alcans C29, C31, C33 i taraxerol.	147
Fig.6.4.- Canvis en la precipitació a la regió tropical.....	148
Fig.6.5.- Precipitació a la regió tropical de Sud-Amèrica al llarg dels últims 415,000 anys.	149
Fig.6.6.- Canvis en la posició de la ITCZ durant interglacials i els HE.....	150
Fig.6.7.- Biomarcadors de la vegetació durant els interglacials.....	154
Fig.6.8.- Localització del llac Fúquene.	155
Fig.6.9.- Comparació entre les SST i el pol·len al llarg de 300.000 anys....	156
Fig.6.10.- SSTs de Guaiana vs AP% del llac Fúquene durant els últims 140,000 anys.	157
Fig.6.11.- Variació de la vegetació al voltant del llac durant l'últim glacial.	158
Fig.6.12.- $U37k'$ -SST (°C) de Guaiana vs AP% del llac Fúquene el penúltim cycle climàtic	159
Fig.6.13.- Comparació de les SSTs de Guaiana i el marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007) i el %AP del llac Fúquene.....	160

Fig.6.14.- Comparació entre les temperatures obtingudes al marge ibèric i a la conca de la Guaiana.	162
Fig.6.15.- Comparació entre les temperatures normalitzades del marge ibèric i la conca de la Guaiana.....	163
Fig.6.16.- Diferència de SSTs vs les SSTs normalitzades.	164
Fig.6.17.- Comparació entre la diferència de SSTs dels testimonis del marge ibèric i la conca de la Guaiana.	165
Fig.6.18.- $U37k'$ -SSTs (°C) de diferents latituds de l'oceà Atlàntic comparades amb la Guaiana i els testimonis de gel.	167
Fig.6.19.- SSTs del marge ibèric, Guaiana i Agulhas durant els diferents interglacials.	168
Fig.6.20.- Comparativa de les SSTs de Guaiana amb testimonis de l'Atlàntic nord, sud i els gels de l'Antàrtida.....	170
Fig.6.21.- Comparativa de les SSTs de Guaiana durant la Terminació I amb el testimoni del marge ibèric, els isòtops del gel de l'Antàrtida i de Groenlàndia.	171
Fig.b.1.- SST sense purificar en centímetres.....	199
Fig.b.2.- Secció d'un cromatograma amb les alquenones afectades per la coelució.	200
Fig.b.3.- Gradients d'elució i alíquotes obtingudes.....	201
Fig.b.4.- Mostra injectada a GC-FID que tenia una coelució una vegada purificada per HPLC.	201
Fig.b.5.- Resultat de la purificació per HPLC.....	202

ÍNDEX DE TAULES

Taula 2.1. - Alcans analitzats al sediment del testimoni MD03-2616.....	56
Taula 2.2. – Alcan-1-ols analitzats al sediment del testimoni MD03-2616 ...	57
Taula.2.3. - Hexacosanol Index (HI).....	60
Taula 2.4. – Alquenones analitzades al testimoni sedimentari MD03-2616..	63
Taula 3.1.- Temps i compostos recollits a les diferents al·líquotes.....	77
Taula 4.1.- Punts de control usats per fer el model d’edat del testimoni MD03-2616.....	83
Taula 4.2.- Tendències entre màxims de precessió i mínima.....	92
Taula.4.3.- Llista de canvis abruptes de SST identificats en el testimoni MD03-2616.....	99
Taula 5.1.- HE a la regió de Guaiana basin.....	130
Taula 6.1.- Episodis glacials i interglacials observats a la regió de la Guaiana a partir del testimoni MD03-2616 mitjançant les $U37k'$ -SST (°C).....	143

CAPÍTOL 1

INTRODUCCIÓ I CLIMA

1.1.- INTRODUCCIÓ

El clima a la Terra ha anat canviant al llarg dels anys de forma natural com a conseqüència de factors externs com variacions en l'òrbita i posició de l'eix del planeta i factors interns com serien canvis en la litosfera, criosfera, atmosfera, biosfera i hidrosfera; fig.1.1). La interacció d'aquests factors externs en conjunció amb els interns modifiquen el clima i fan que el planeta s'escalfi o es refredi.

Avui en dia, aquests factors s'han vist alterats per la presència de l'ésser humà que està modificant el planeta i altera els factors interns. Un exemple seria la revolució industrial que va fer que augmentés el consum de combustibles

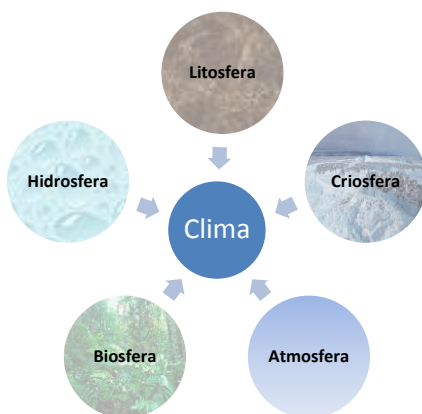


Fig.1.1.- El clima i factors que l'influeixen.

fòssils tot provocant un augment dels gasos d'efecte hivernacle (en anglès *greenhouse gases*, GHG). Això va comportar un augment de la concentració del CO₂ (que es troba de forma natural al planeta) fora dels límits naturals. Al 1975, Wallace Broecker va fer servir per primera vegada la coneguda expressió "escalfament global" (el conegut en anglès *global warming*, (Broecker 1975)). En aquest article es posava sobre la taula la relació entre la producció de CO₂ i l'augment de la temperatura en un futur. L'estudi de

testimonis de gel a l'Antàrtida va permetre conèixer la variabilitat d'aquest gas al llarg de milers d'anys i sobretot observar l'augment degut a la revolució industrial (fig.1.2). En aquests testimonis de gel es va analitzar la concentració de CO₂ acumulada en les bombolles d'aire atrapades al gel i s'obtingué, per tant, el registre de la seva variació al llarg de tots aquests anys conjuntament amb els canvis de temperatura. La concentració de CO₂ va variar entre els 180 ppmv durant els períodes glacials (freds) i els 290 ppmv durant els períodes interglacials (càlids, fig.1.2).

Des de 1958, la concentració de CO₂ s'ha anat analitzant a l'observatori de Mauna Loa, Hawaii (EEUU), tot obtenint un registre continu i diari (Keeling et al. 2001).

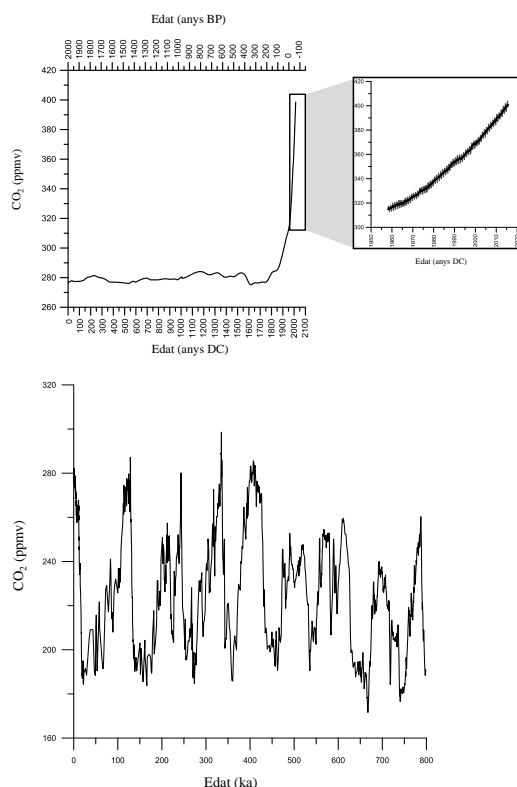


Fig.1.2.- Concentració del CO₂.

Imatge superior: Concentració de CO₂ en els últims 2000 anys. (Luthi et al. 2008, Bazin et al. 2013) Imatge inferior: Evolució del CO₂ al llarg dels últims 800.000 anys.

El 5 de novembre de 2015 es va arribar al registre històric dels 400 ppmv. Aquesta concentració està molt per sobre de les observades en els últims

800.000 anys tal i com mostren les dades obtingudes en estudis de testimonis de gel a l'Antàrtida (fig.1.2, (Jouzel et al. 2007)).

A més del diòxid de carboni (CO_2), també forma part dels GHG el metà (CH_4), l'òxid nitrós (N_2O), i el vapor d'aigua (H_2O) que es troben a l'atmosfera de manera natural. L'augment de la concentració de CH_4 i N_2O més enllà dels nivells naturals també contribueixen a l'escalfament de l'atmosfera. Hi ha, a més a més, els CFCs que són fabricats pels humans i no existien en l'època pre-industrial. Per controlar les conseqüències de la presència d'aquests gasos els governs dels diferents països han fet acords com el protocol de Kyoto (1997) o en el més recent *acords de Paris* (2015) on es va acordar implementar mesures de reducció d'emissions per mantenir l'escalfament per sota de 2°C respecte a la temperatura mitjana de l'època preindustrial.

Cal dir que els gasos d'efecte hivernacle, principalment vapor d'aigua i CO_2 són útils per mantenir les condicions climàtiques en un marge de temperatures adequat al desenvolupament de la vida. Sense aquests la Terra seria un planeta glaçat. No obstant, les variacions abans esmentades per l'acció humana estan introduint uns desequilibris importants. Aquesta emissió antropogènica de GHG està provocant un escalfament del planeta tal i com ha quedat reflectit en les diferents reunions del grup intergovernamental d'experts sobre el canvi climàtic (en anglès: *intergovernmental panel on climate change (IPCC)*). A l'últim informe es mostra un augment de la temperatura atmosfèrica de 0.85°C de mitjana i de 0.78°C pels últims anys (2003-2012). La temperatura superficial de l'oceà també ha augmentat 0.1°C (en el període 1971-2010) igual que el nivell del mar, que ha augmentat 0.19 m en el període de 1901-2010. També s'ha observat un accelerament en la velocitat de pujada del nivell del mar els últims anys com es pot observar si es divideix en dos trams el ritme de pujada del nivell del mar: 1.7 mm/any entre 1901-2010 i 3.2 mm/any entre 1993-2010 (fig.1.3).

A Sud-Amèrica (zona d'estudi en aquest treball), s'ha observat un refredament a la costa nord de Xile i sud del Perú degut a l'augment de l'*upwelling* (en català surgència) i una reducció de les pluges a la zona. Al *nordeste* del Brasil, una zona semiàrida amb pluges concentrades en un parell de mesos, s'ha observat una variabilitat interanual més gran degut als diferents episodis del Niño i a un augment de les temperatures de l'Atlàntic.

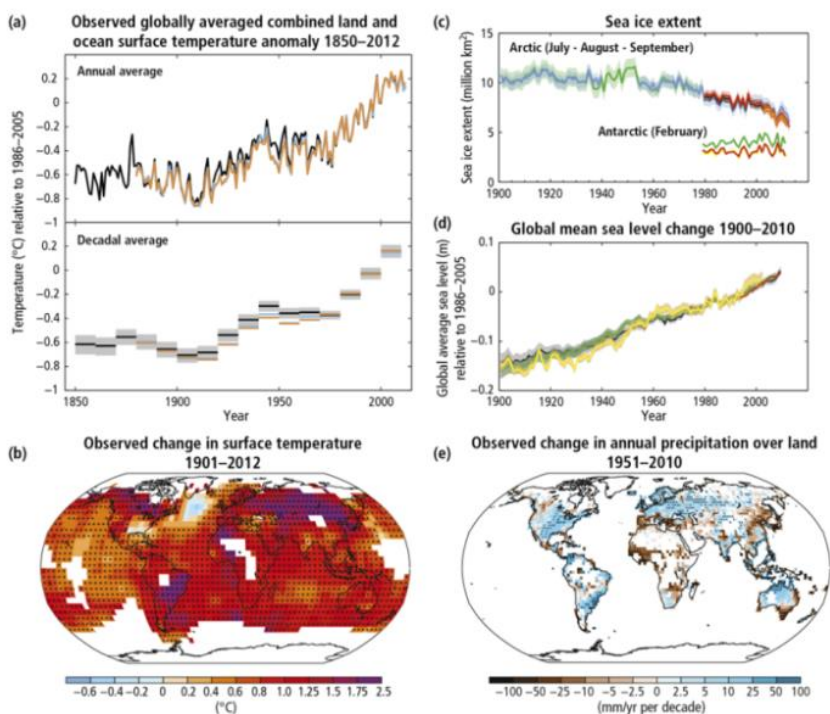


Fig.1.3. Indicadors múltiples del canvi global.

(a) Mitjana global de les anomalies de temperatura de continent i oceà combinades (1986–2005). (b) Mapa de els canvis observats a la superfície del mar de 1901–2012. (c) Extensió de gel marí àrtic i antàrtic. (d) Mitjana de canvis de nivell del mar entre 1986–2005. (IPCC 2014)

Al continent, el principal problema és l'alarmant i continua desforestació de l'Amazònia que perd boscos a un ritme de 14.179 km²/any (2002–2008). A més, aquesta desforestació es produeix principalment a la regió del *Cerrado*, que és una de les més àrides del Brasil. Això afecta directament al règim de pluges de la zona degut a una reducció de la recirculació de l'aigua a la regió

de l'Amazònia. La major part de l'aigua que plou a la tarda s'ha evaporat al matí, és per això que en desforestar la selva per plantar cultius (com per exemple la soja o l'oli de palma), aquest cicle es trenca, tot reduint-se les pluges, que esdevenen més abruptes i provoquen augments de precipitacions torrencials (Davidson et al. 2012).

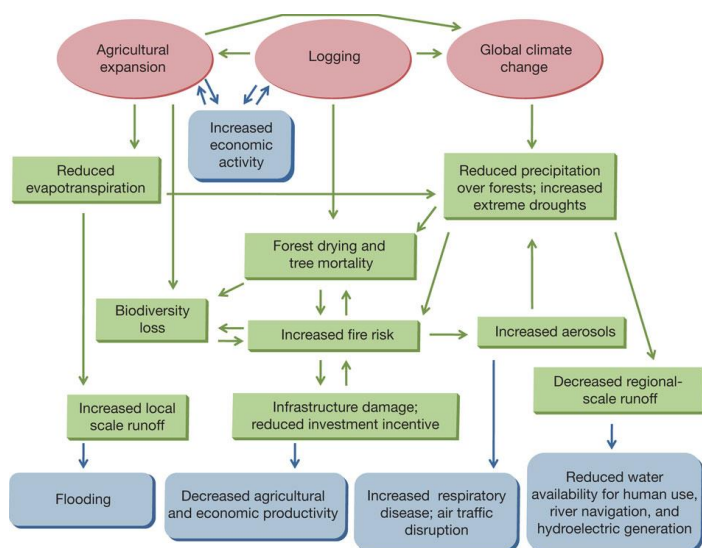


Fig.1.4.- Interaccions a la regió amazònica.

Interaccions entre ús del terra per cultiu, incendis, hidrologia, ecologia i dimensió humana a la regió amazònica (Davidson, de Araujo et al. 2012)

1.1.1.- REGISTRES CLIMÀTICS

Tal i com s'ha esmentat prèviament, el clima ha variat al llarg dels anys. Per estudiar aquests canvis s'han fet servir diferents mitjans. La mesura instrumental de les temperatures no començà fins a la segona meitat del segle XIX (1850AD) i és des de llavors s'han anat recollint dades. Les temperatures d'abans del 1850 es poden obtenir amb altres tècniques però són estimatives. Per aquestes estimacions es fan servir *proxies*, que són indicadors indirectes. Per exemple, la mesura del gruix dels anells dels arbres per obtenir la

temperatura. Aquests proxies poden tenir orígens diferents. A continuació es descriuen els més emprats en l'estudi del clima:

- Paleodendrologia: estudia els anells dels arbres i permet estimar les variacions de temperatura i pluja en el moment que van viure aquests arbres.
- Estudi d'arxius històrics: exemples d'aquest tipus d'arxius són els registres de les rogatives a sants perquè plugués o anotacions d'inundacions en documents. Aquests registres usualment reflecteixen els canvis al clima a una escala més recent (últim mil·lenni).
- Testimonis de sediment marí: en aquests s'estudien tot tipus de proxis. Des de fòssils de microorganismes (foraminífers, cocolitofòrids, diatomees,...etc.) fins a polen de les plantes. En alguns d'aquests microorganismes s'estudien els isòtops que permeten obtenir informació de la temperatura i volum de gel acumulat als pols. Al sediment, també es poden estudiar compostos orgànics que provenen dels organismes prèviament esmenats (alquenones de les algues cocolitoforals, alcans dels arbres,...etc.). (Jones and Mann 2004). En aquesta tesi s'han utilitzat diferents compostos lipídics com a proxi.
- Testimonis de gel: aquests permeten estimar variacions de temperatura i volum de gel, canvis en la precipitació mitjançant els isòtops de l'O i H, , erupcions volcàniques mitjançant les capes de cendra, composició de l'aire mesurant l'aire atrapat a les bombolles del gel.
- Espeleotemes: s'estudien els isòtops d'oxigen per obtenir informació de variacions en la precipitació i composició de l'aigua que es filtra i diposita.
- Coralls: es fan servir per estimar variacions en el nivell del mar a partir de les antigues terrasses corallines (fig.1.5).

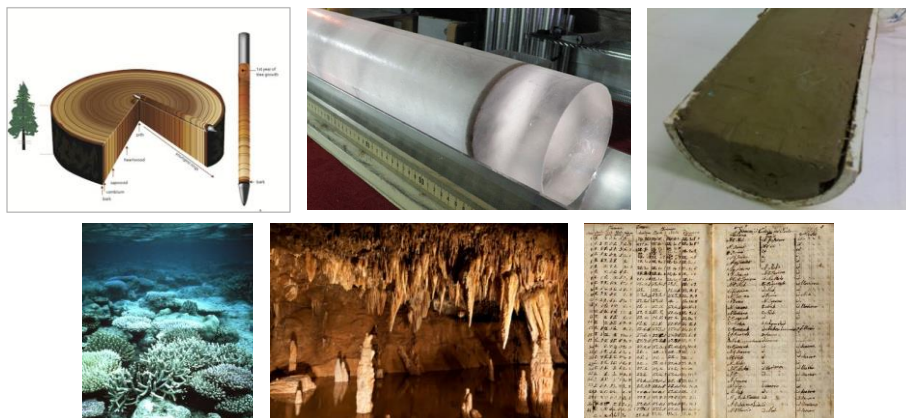


Fig.1.5.- Proxies paleoclimàtics

De dalt a baix i d'esquerra a dreta: exemples d'anells dels arbres, testimonis de gel, sediments marins, coralls, coves i arxius històrics estudiats en paleoclimatologia.

Els isòtops d'oxigen són una de les fonts d'informació més importants en paleoclimatologia perquè es poden estudiar en testimonis de gel, closques de foraminífers en sediments marins i calcita de les estalagmites en coves.

Com és sabut, la major part d l'aigua de la terra es troba als oceans. Aquesta aigua va recirculant pel planeta des de les zones tropicals, que és on s'evapora en major part, fins a les zones polars que és on sol acumular-se en forma de neu per tornar a l'oceà quan es fon. Aquesta recirculació es veu interrompuda quan s'acumula a les glaceres i casquets polars. Aquest és el cas dels períodes glacials en què augmenta el volum de gel a les zones polars. L'oxigen que forma l'aigua té un isòtop majoritari, ^{16}O , i un de minoritari, ^{18}O (0.2%). El gel que s'acumula en els casquets polars està enriquit en ^{16}O i per tant en les èpoques glacials l'aigua dels oceans té més ^{18}O que en les èpoques interglacials (fig.1.6).

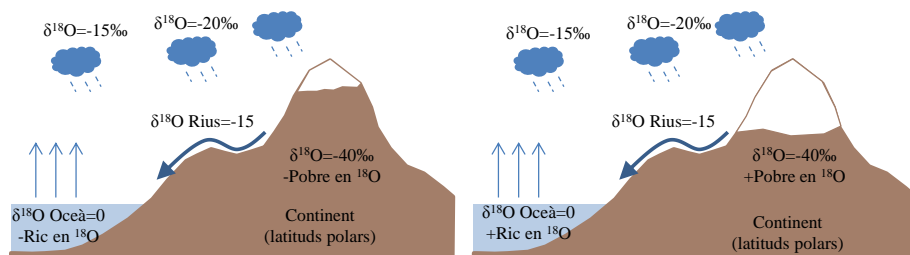


Fig.1.6.- Destil·lació isotòpica de l'oxigen .

Destil·lació isotòpica de l'oxigen 16/18 en el cicle de l'aigua durant un període interglacial i un període glacial. (Inspirat en (Ruddiman 2001))

Aquesta relació entre la proporció dels dos isòtops és la que s'utilitza per calcular el ràtio (δ) que s'expressa en parts per mil (‰).

$$(eq.1) \quad \delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{mostra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{estàndard}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{estàndard}}} \times 1000$$

L'estàndard amb el que es compara és el valor isotòpic de l'aigua marina (*Vienna Standard Mean Ocean Water -VSMOW-*). Els diferents organismes que viuen a l'aigua, com per exemple els foraminífers, incorporen ^{18}O i ^{16}O a les seves estructures. Aquests agreguen els diferents isòtops en diferents proporcions en funció de la temperatura i de la mateixa composició de l'aigua. La diferència en el volum de gel durant un període interglacial i un glacial afecta directament a la relació isotòpica i es veu reflectit en el $\delta^{18}\text{O}$ com pot observar-se a la fig.1.7.

Amb la variació del $\delta^{18}\text{O}$ durant aquests períodes es pot estudiar la variació del volum de gel i, per extensió, el clima del planeta. La comparació de diversos registres marins al llarg del planeta va permetre obtenir un stack (o corba normalitzada) anomenada SPECMAP (*Spectral Mapping Project*). Emiliani (1955) va establir una numeració dels diferents períodes glacials/interglacials. Inicialment es va numerar els períodes interglacials amb números senars començant per l'Holocè (1) però al 3 se li va atorgar a un període relativament càlid que avui en dia es considera dintre de l'últim

glacial. Quan es van definir els *Marine Isotope Stages* (MIS) es va mantenir la numeració (fig.1.7) d'Emiliani (Imbrie 1984, Pisias et al. 1984, Prell et al. 1986).

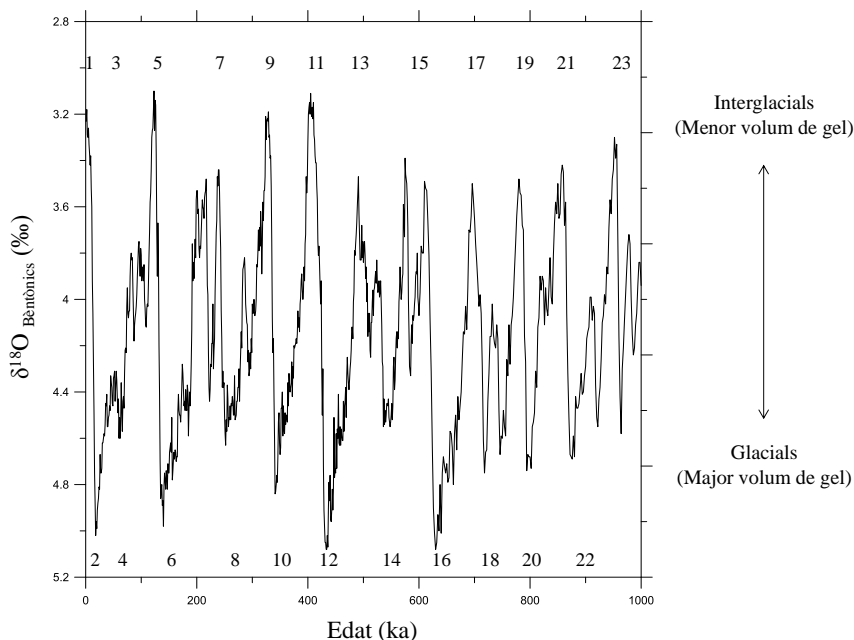


Fig.1.7.- Corba isotòpica $\delta^{18}\text{O}$ de LR04.

Senyal isotòpica $\delta^{18}\text{O}$ obtinguda d'un combinat de registres (stack) de foraminífers bentònics durant l'últim milió d'anys (Lisiecki and Raymo 2005). Els pics màxims (amb l'eix invertit) es corresponen amb interglacials (períodes amb menor volum de gel i per tant valors menors de $\delta^{18}\text{O}$) i els mínims es corresponen a períodes glacials (amb acumulació de grans quantitats de gel als continents).

L'altre isòtop que també s'estudia és el ^{13}C pel que es fa servir el mateix tipus de ràtio (δ) com es pot observar a l'equació (eq.2) on es veu la relació entre l'isòtop ^{12}C i ^{13}C . Aquesta relació es fa servir per estudiar la incorporació del CO_2 als diferents organismes (com a carbonat en organismes marins o com a carboni a les plantes via fotosíntesi).

$$(eq.2) \quad \delta^{13}C = \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{mostra} - \left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{estàndard}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{estàndard}} \times 1000$$

En aquesta tesi s'ha analitzat el $\delta^{13}C$ de compostos marins (alquenones) i de compostos continentals provinents de plantes com els alcans. L'estudi del $\delta^{13}C$ proporciona informació sobre el CO_2 dissolt en l'aigua (alquenones) i el CO_2 que hi ha a l'atmosfera a través de compostos que es troben als arbres. Els compostos que s'estudien als arbres formen part de les ceres cuticulars de les fulles. Normalment, es fan servir els alcans o alcohols de cadena lineal, tot i que també es fan servir de vegades àcids carboxílics (Eglinton and Eglinton 2008). A més de la influència del CO_2 atmosfèric, també influeix en el $\delta^{13}C$ la ruta fotosintètica de les plantes (tipus C_3 o C_4). Les plantes amb ruta C_4 generen valors més pesats (menys negatius) de $\delta^{13}C$ (Rommerskirchen et al. 2006).

1.2.- Oscil·lacions orbitals.

El clima a la Terra ha variat al llarg de milers d'anys entre períodes càlids o interglacials (com el període actual) i períodes freds o glacials (amb grans extensions de gels continentals). Aquestes diferències ja foren observades per diversos geòlegs. A mitjans del segle XIX Milutin Milankovitch (Milankovitch 1930, Milankovitch 1941) va proposar una teoria sobre els moviments orbitals de la Terra i la influència que tenien sobre el clima. La radiació solar que arriba a la Terra, està modulada per diversos factors: la distància de la Terra respecte el Sol (variacions en l'òrbita) i la seva posició respecte al Sol (variacions en l'eix de la Terra).

La Terra té una òrbita el·lipsoïdal al voltant del sol (fig.1.8a) que varia entre una excentricitat elevada (forma més el·lipsoïdal, excentricitat=0.058) i mínima

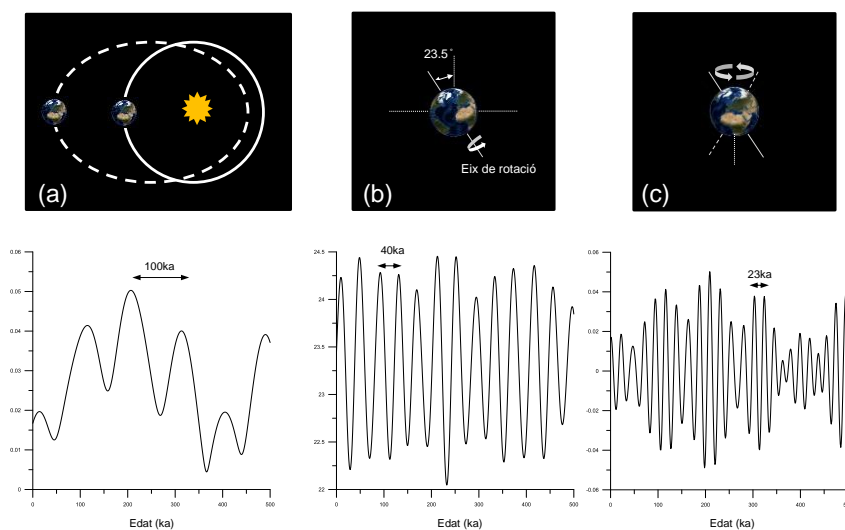


Fig.1.8.- Moviments de la terra i la seva freqüència.

Figures superiors: esquema dels moviments de la Terra: (a) excentricitat, (b) obliquïtat, (c) precessió. Figures inferiors: període del moviments d'excentricitat, obliquïtat i precessió obtinguts (Berger 1978) amb el programa Analyseries.(Paillard et al. 1996).

(forma més circular, excentricitat $= 0.028$). La variabilitat en l'òrbita fa que la radiació solar que arriba a la Terra (quan té una forma més el·líptica) sigui menor quan està a l'afeli (punt més llunyà) que al periheli (punt més pròxim). Aquest canvi en l'òrbita té un període de 100.000 anys.

Canvis en l'eix com variacions en l'obliqüitat de l'eix o la precessió del equinoccis també influeixen en l'arribada d'energia solar al planeta. L'obliqüitat de l'eix (fig.1.8b) és la variació en graus de l'eix de rotació respecte al pla perpendicular de translació al voltant del Sol. Aquesta variació és d'entre 22.1° i 24.5° . Un angle més gran implica estius i hiverns més extrems, en canvi un mínim de l'angle dona lloc a estius i hiverns més suaus. Estius suaus permeten que la neu acumulada durant l'hivern anterior no es desfaci tot generant l'acumulació de gels al continent.

El moviment circular de l'eix terrestre al voltant de l'eix vertical sobre l'eclíptica és conegut com precessió dels equinoccis (fig.1.8c). Els equinoccis (primavera i tardor) són els dos moments en que el sol està en perpendicular a l'eix de rotació i per tant, tots dos hemisferis reben la mateixa quantitat de radiació. Per contra en els solsticis (hivern i estiu), l'eix està en paral·lel al sol i per tant un dels hemisferis rep més radiació que l'altre. Això sumat al fet que l'òrbita terrestre no és circular sinó el·líptica fa que la radiació que es rep en els diferents hemisferis no sigui la mateixa. Durant el periheli (4 de Gener), la radiació és més alta i a l'hemisferi sud és estiu. Per tant en aquest hemisferi els estius són més calents que a l'hemisferi nord (si es comparen latituds iguals). Durant l'afeli (moment més llunyà al Sol, 4 de Juliol) la radiació és menor i a l'hemisferi sud és hivern i reben menys insolació pel que novament la diferència estacional és més acusada que a l'hemisferi nord (fig.1.9, (Ruddiman 2001)).

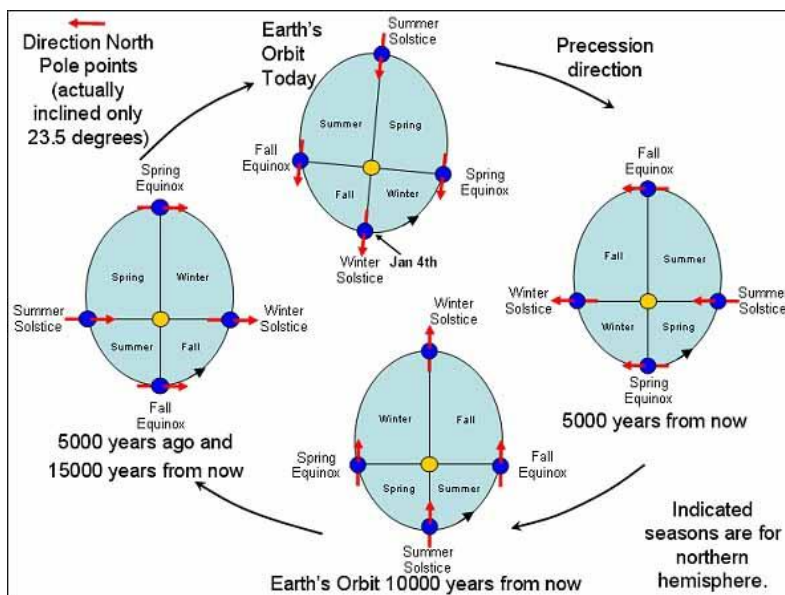


Fig.1.9.- Precessió dels equinoccis al llarg dels últims 15.000 anys.

Milutin Milankovitch proposà que les successives glaciacions de l'Era Quaternària eren degudes a canvis en els moviments orbitals del planeta: excentricitat, obliqüïtat i precessió (Milankovitch 1930, Milankovitch 1941). Anys després, Broecker et al. (1968) a partir de l'estudi de nivell del mar a terrasses de Barbados proposaren que el nivell del mar estava relacionat amb els màxims d'insolació en coherència amb la teoria de Milankovitch. Però no fou fins l'estudi dels sediments marins amb Hays, Imbrie i Shackleton (Broecker, Thurber et al. 1968, Hays et al. 1976, Imbrie 1984) que es trobà una periodicitat. L'estudi dels isòtops d'oxigen ($\delta^{18}\text{O}$) en foraminífers planctònics de diferents testimonis a diferents oceans mostrà l'existència de les senyals orbitals corresponents a 23 ka, 40 ka i 100 ka¹ que havia predit Milankovitch. Posteriorment es va poder demostrar que realment el factor més important en el clima és la insolació (Imbrie and Imbrie 1980, Imbrie et al. 1992, Imbrie et al. 1993). Una insolació baixa durant l'estiu permet mantenir la neu acumulada durant l'hivern i així acumular neu al continent. Aquesta

¹1Ka=1000 anys. Estan refereits a l'any 1950 DC com data "0"ka

neu augmenta l'albedo que a la vegada fa que disminueixi la temperatura i per tant que s'acumuli més neu. Aquest augment de l'albedo i el volum de gel sumat a variacions en la concentració dels gasos d'efecte hivernacle (CH_4 i CO_2), fa que s'arribi a un punt llindar que desencadena un canvi en el clima (Ruddiman 2003, Toggweiler et al. 2006, Toggweiler 2009, Denton et al. 2010).

1.3.- Oscil·lacions suborbitals.

Els primers estudis en testimonis de gel a Groenlàndia van mostrar que hi havia una variabilitat en el $\delta^{18}\text{O}$ entre l'interglacial i el glacial. A la vegada es va trobar una variabilitat dintre del propi glacial. (Dansgaard 1969, Dansgaard et al. 1971). Dansgaard i Oeschger van trobar que hi havia unes variacions en el $\delta^{18}\text{O}$ dels testimonis de gel de Groenlàndia (Camp century i Dye, (Dansgaard et al. 1972, Dansgaard et al. 1982)) que es corresponien a variacions de temperatura de 5-12°C. Aquesta variabilitat donava lloc a períodes relativament càlids (interestadials) dintre del període glacial (Dansgaard et al. 1984, Oeschger et al. 1984). Aquests períodes càlids començaven de forma abrupta i s'anaven refredant de forma progressiva

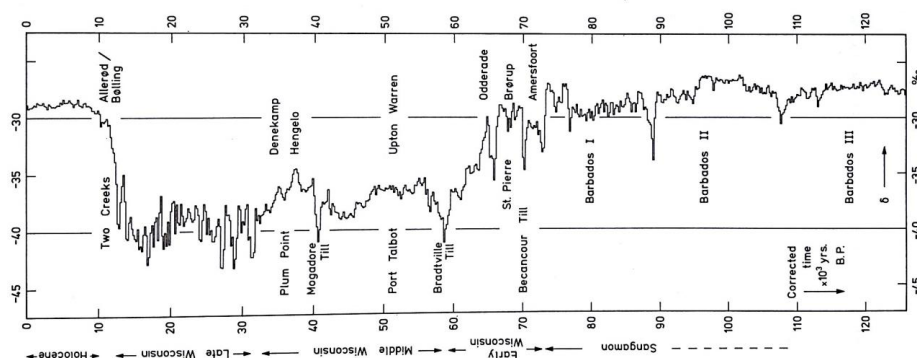


Fig.1.10.- Isòtops d'oxigen a Camp Century, un dels primers testimonis de gel de Groenlàndia:

$\delta^{18}\text{O}$ a Camp Century (Groenlàndia, (Dansgaard, Clausen et al. 1982)).

fins arribar una altra vegada a un període més fred (estadal) (Johnsen et al. 1992). Aquestes oscil·lacions (pujades abruptes i baixades progressives del $\delta^{18}\text{O}$) tenien una certa ciclicitat al llarg del glacial (cada 2-3ka). Dansgaard va identificar-les (numerar cada esdeveniment) passant a ser conegudes com Dansgaard-Oeschger events (D/O, (Dansgaard et al. 1993)). A més a més, no només es van observar a Groenlàndia, també es van trobar en diferents punts d'Europa com és el cas del llac suís Gerzensee on es va correlacionar el $\delta^{18}\text{O}$

del llac amb el $\delta^{18}\text{O}$ dels testimonis de gel de l'àrtic. Broecker et al. (1988) també van correlacionar aquests esdeveniments també amb variacions de pol·len a França. Això demostrava que no eren uns esdeveniments locals de Groenlàndia sinó que afectaven com a mínim al continent europeu. Aquests D/O tenien també una correlació amb sediments a l'Atlàntic nord tal i com es va veure en diferents estudis (Bond et al. 1993, Cacho et al. 1999).

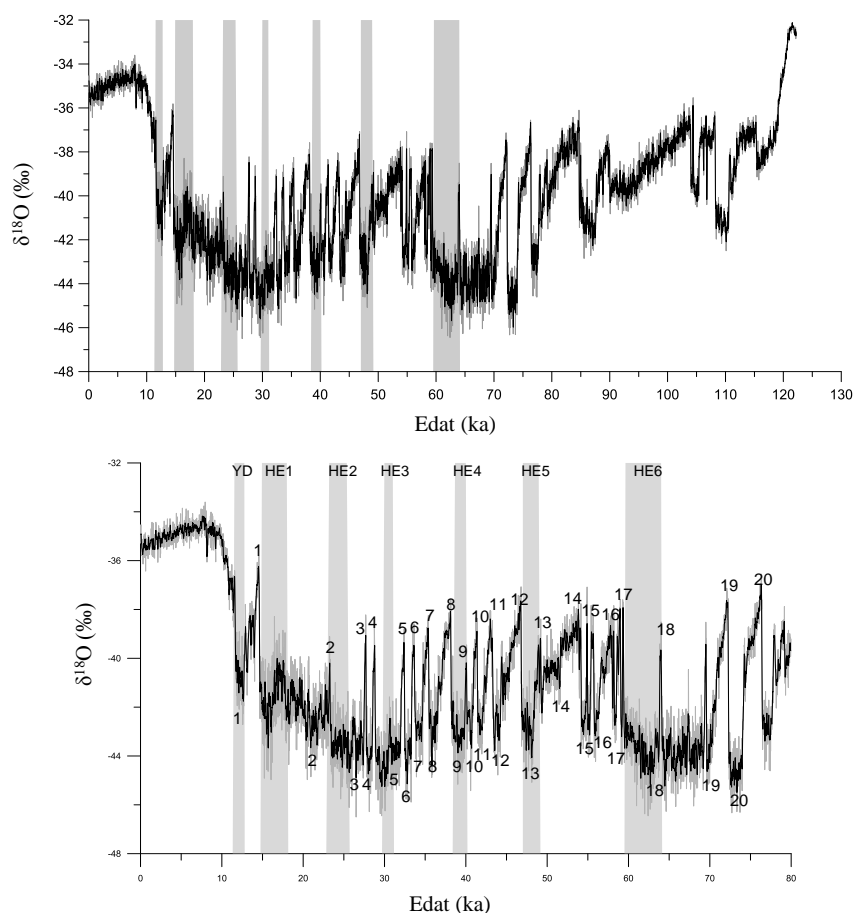


Fig.1.11.- $\delta^{18}\text{O}$ en el testimoni de gel NGRIP,

$\delta^{18}\text{O}$ en el testimoni de gel NGRIP, Groenlàndia (North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff et al. 2010). Imatge superior: $\delta^{18}\text{O}$ en gel al testimoni NGRIP. Les barres grises indiquen els HE. Imatge inferior: les barres grises indiquen els HE i els números els diferents interstadials (càlids) i stadials (freds).

Petersen va proposar l'any 2013 un nou mecanisme pels D/O. La successió d'interestadials i estadials seria deguda a la formació i desaparició de les plaques de gel degut a desestabilitzacions. Com es pot observar a la fig.1.12,

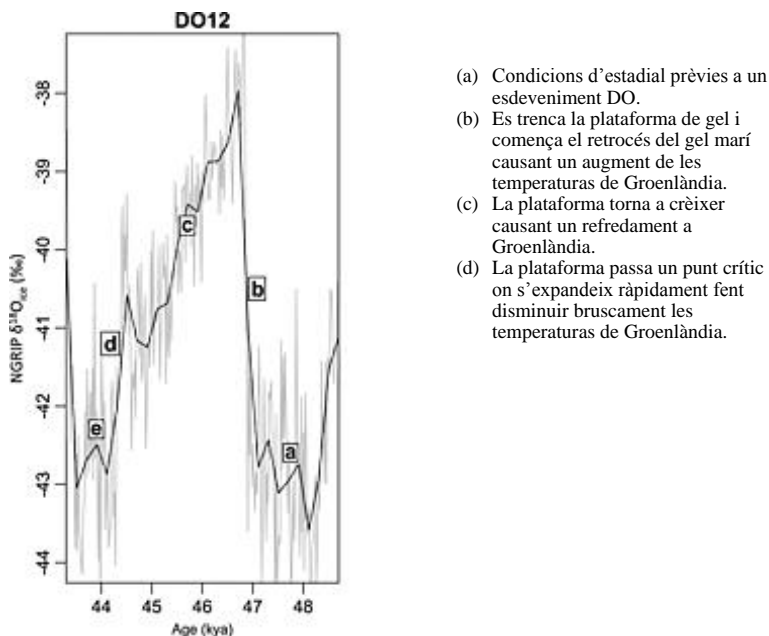


Fig.1.12.- Mecanisme dels D/O.

A la figura es mostren les diferents parts de què consta la formació d'un interestadial i un estadial d'un D/O (Petersen et al. 2013).

un interestadial començaria amb unes condicions fredes prèvies a l'escalfament (estadial). Després la plataforma de gel començaria a retrocedir tot causant un augment de la temperatura a Groenlàndia. Un cop s'estabilitzés, la plataforma tornaria a créixer causant un refredament de la temperatura a Groenlàndia. Aquest augment de la plataforma continuaria fins que arribés a un punt crític on augmentaria molt ràpidament tot arribant la temperatura a un nivell similar a l'inicial del cicle (estadial).

Prèviament, Heinrich (1988) havia trobat en diferents testimonis (propers a 50°N) una acumulació de material lític que no podia ser transportat pels corrents degut al seu mida. Aquest material conegut com IRD (de l'anglès *ice-rafted debris*, material detrític transportat per icebergs) es trobava acompanyat d'una reducció de les poblacions de foraminífers i un augment en la població

de *N. Pachyderma* (s.), que és un foraminífer que viu en aigües polars i amb salinitat baixa. Degut a la mida dels *detritus*, només podien ser transportat per icebergs tal i com es va veure en diferents estudis posteriors al treball de Heinrich, aquestes capes descrites per Heinrich, van passar a ser conegudes com esdeveniment Heinrich, tot i que són més coneguts pel seu nom en anglès *Heinrich events* (HE o directament “H”, fig.1.11 (Bond et al. 1992, Broecker et al. 1992, Bond and Lotti 1995)).

Bond et al. (1997) va determinar que els D/O tenien tots un patró comú: interestadials que s’escalfaven ràpid i de manera abrupta (varis graus en poques dècades, (Dansgaard et al. 1989, Taylor et al. 1993) i refredament progressiu amb forma de dent de serra per finalitzar en un estadal. Aquest patró s’anava repetint però amb la peculiaritat de què cada vegada l’interestadial era menys càlid fins acabar en un HE. Aquesta ciclicitat que es repetia al llarg del glacial és el que es coneix com cicles Bond (fig.1.13).

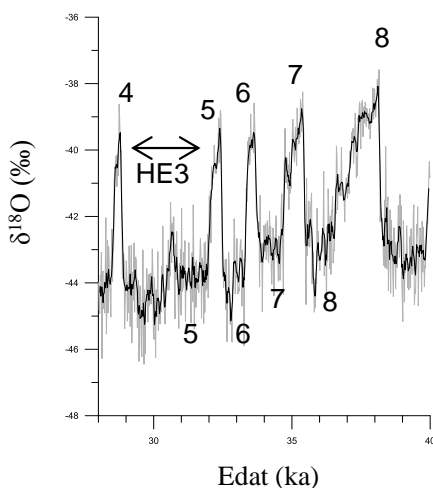


Fig.1.13.- Cicle Bond.

Cicle Bond format per una successió de D/O i un HE (Bond, Showers et al. 1997) al testimoni de gel de Groenlàndia NGRIP (North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff, Chappellaz et al. 2010).

Aquests cicles de Bond no només s'han trobat durant l'últim glacial, també s'han trobat durant l'Holocè a una menor escala (Arz et al. 2001, Bond et al. 2001, Oppo et al. 2001).

Broecker va proposar que aquest canvis podien ser deguts a una circulació oceànica impulsada per variacions en la densitat de l'aigua degudes a canvis de temperatura i salinitat. Aquesta circulació termohalina (CTH) porta aigües càlides i salines de la regió atlàntica equatorial fins la regió àrtica on s'enfonsa degut a un augment de densitat (Broecker et al. 1990). Una disminució d'aquest corrent provocaria una reducció de la formació d'aigües profundes però també de l'aportament d'aigües càlides a l'àrtic quedant el sistema paralitzat i refredant-se l'atlàntic nord.

Durant els interestadials la CTH funcionaria, formant-se aigües profundes als mars nòrdics (fig.1.14 esquerra (a), (Rahmstorf 2002)), durant els estadials la formació d'aquestes aigües profundes es desplaçaria a latituds més meridionals, tot disminuint la seva producció (sud d'Irlanda, fig.1.14 dreta "cold"). Això comportaria una reducció del transport global de calor amb escalfament de l'hemisferi sud (fig.1.14 esquerra (b)). En el cas dels esdeveniments Heinrich, la circulació queda totalment interrompuda per l'aportació massiva d'icebergs trobant-se el sistema en la tercera situació (no es formen aigües profundes, fig.1.14 dreta, "off").

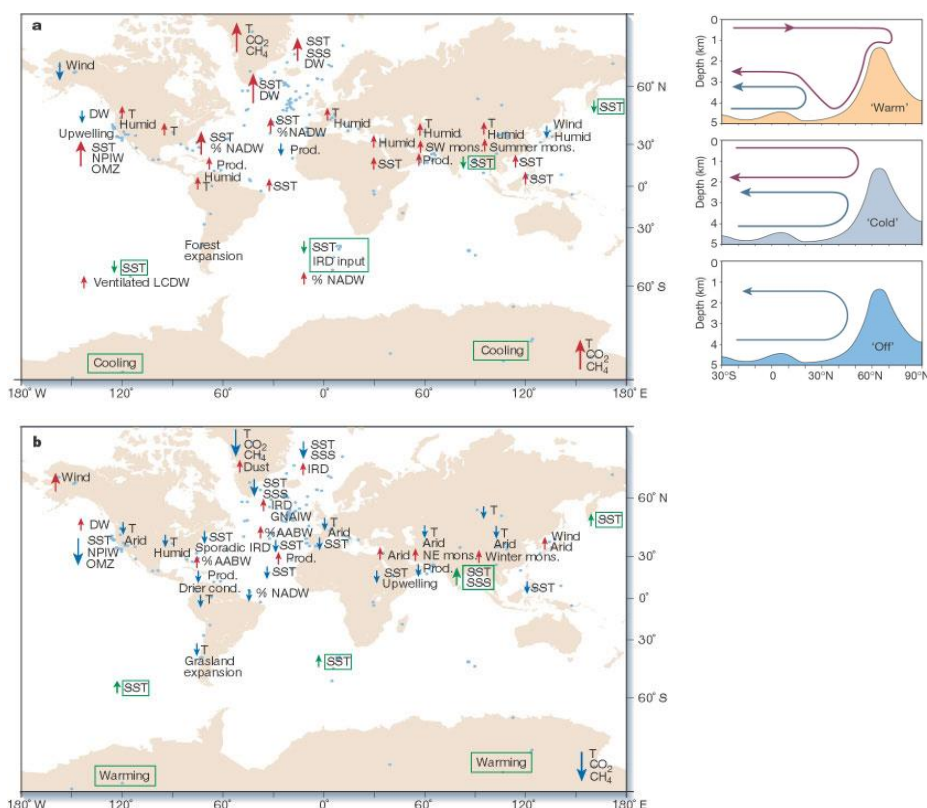


Fig.1.14.-Fases del glacial i la circulació oceànica.

Figura esquerra: resum de diferents proxies caracteritzant les dues fases que es van donar a l'últim glacial: càlid (warm) i fred (cold). La figura de la dreta mostra esquemàticament els tres modes de circulació que es van donar durant l'últim glacial: càlid, fred o sense formació de NADW (Rahmstorf 2002). Abreviatures (en anglès) de la imatge esquerra: T, temperature; SST, sea surface temperature; SSS, sea surface salinity; mons., monsoon; prod., productivity; cond., conditions; IRD, ice-rafted debris; OMZ, oxygen minimum zone. Els acrònims de les masses d'aigua són els següents: DW, Deep Water; NADW, North Atlantic Deep Water; AABW, Antarctic Bottom Water; NPIW, North Pacific Intermediate Water; LCDW, Lower Circumpolar Deep Water; GNAIW, Glacial North Atlantic Intermediate Water.

Aquestes variacions en la CTH són les que tindrien un pes important en els canvis d'estabilitat del gel i per tant en el clima de l'hemisferi nord, tot dependent de quines plataformes es desestabilitzin (Groenlàndia, finoescaandinava o Laurentina) es donarien uns esdeveniments (D/O) o uns altres (HE, (Bond and Lotti 1995)).

Les plataformes dels casquets de gel euroasiàtics, Islàndia i Groenlàndia serien els principals impulsors dels D/O tot debilitant la CTH però no fins a arribar al seu col·lapse, tal i com passa amb els HE.

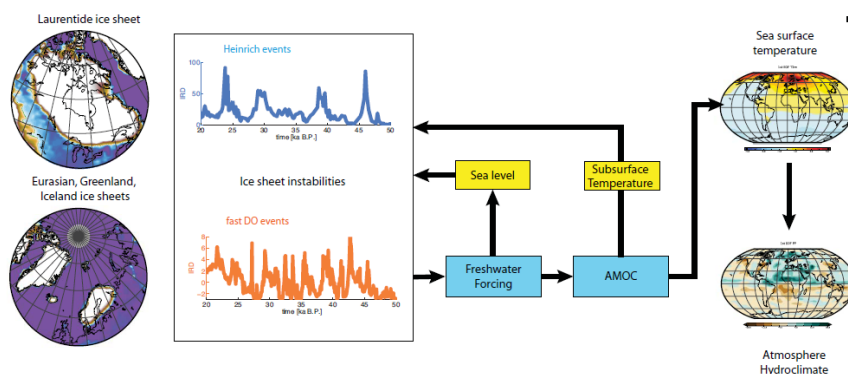


Fig.1.15.- Variacions de la plataforma de gel a l'hemisferi nord deguda a variacions de la CTH.

Variacions de la plataforma de gel deguda a canvis en l'AMOC i la seva influència en l'atmosfera.

La desestabilització de la plataforma del casquet Laurentí provoca els HE i la conseqüent aturada de la CTH (fig.1.15; (Schulz et al. 2002, Menviel et al. 2014)). Aquests HE serien deguts a les variacions del nivell del mar i canvis en la temperatura subsuperficial (Alvarez-Solas et al. 2013)

L'últim esdeveniment registrat d'aquest tipus va ser durant la última desglaciació, després d'un període càlid conegut com Bølling-Allerød (B-A), hi va haver un refredament important conegut com Younger Dryas (YD, (Dansgaard, White et al. 1989, Fairbanks 1989)).

Tots aquests esdeveniments s'observen a l'hemisferi nord però a l'hemisferi sud, i més concretament, a l'Antàrtida no s'acabaven de trobar. Tant a Byrd (Johnsen et al. 1972, Blunier and Brook 2001) com a Vostok (Jouzel et al. 1987), testimonis de gel que hi ha a l'Antàrtida) es van trobar escalfaments i refredaments durant el període glacial però que no eren semblants als D/O de Groenlàndia. Per comparar-los, es va alinear cronològicament els testimonis

antàrtics amb els de Groenlàndia fent servir el metà (gas d'efecte hivernacle) perquè degut a la seva ràpida distribució es considera que la concentració de metà és uniforme a tot el planeta. El metà, com el CO₂ es troba als testimonis de Groenlàndia i l'Antàrtida en les bombolles d'aire atrapades al gel i per tant es una bona eina per comparar els testimonis. Blunier va alinear els testimonis i observà que hi havia una asincronia entre els escalfaments a l'Antàrtida i Groenlàndia (Blunier et al. 1998, Blunier and Brook 2001). Aquests escalfaments, coneguts pel seu nom en anglès *Antarctic Isotope Maximum* (AIM, (EPICA community members 2006)), es donen abans que els escalfaments de Groenlàndia.

Aquesta asincronia observada entre els dos hemisferis és el que Broecker va anomenar “*bipolar see-saw*” (de l'anglès, balanç bipolar (Broecker 1998)). De fet es va trobar que quan l'Antàrtida s'escalfa, Groenlàndia es refreda. Just el mateix any Stocker també va parlar d'un *efecte see-saw* que pot correspondre a 3 escenaris possibles. Primer (fig.1.16A): pertorbacions a latituds altes en forma d'aigües de desglaç que afecten al flux de calor transportat des de l'equador, en trencar-se aquest flux, l'hemisferi sud s'escalfa perquè els corrents oceànics que vénen del sud no es transporten amb tanta eficàcia cap al nord.. Segon (fig.1.16B): canvis en la cèl·lula de Hadley que afecten a la circulació termohalina perquè influeixen en la taxa d'evaporació d'aigua al Golf del Carib, tot produint el mateix efecte que la primera opció. Tercer (fig.1.16C): pertorbacions a les zones tropicals que afecten per igual als dos hemisferis, essent els canvis sincrònics i de la mateixa magnitud, aquests en un moment determinat generen una posada en marxa abrupte de la circulació termohalina (Stocker 1998).

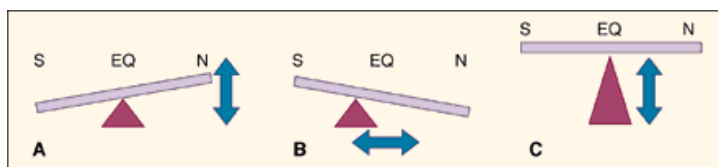


Fig.1.16.- See-saw.

Modes possibles de generació del see-saw. (Stocker 1998)

Durant l'últim glacial (i en els glacials anteriors), els D/O i els AIM van mantenir la seva asincronia (o sentit contrari dels esdeveniments; (Watanabe et al. 2003)). Això s'explica pel paper de transmissió de calor que fa la CTH tot transferint calor de l'hemisferi sud i les zones tropicals a l'hemisferi nord.

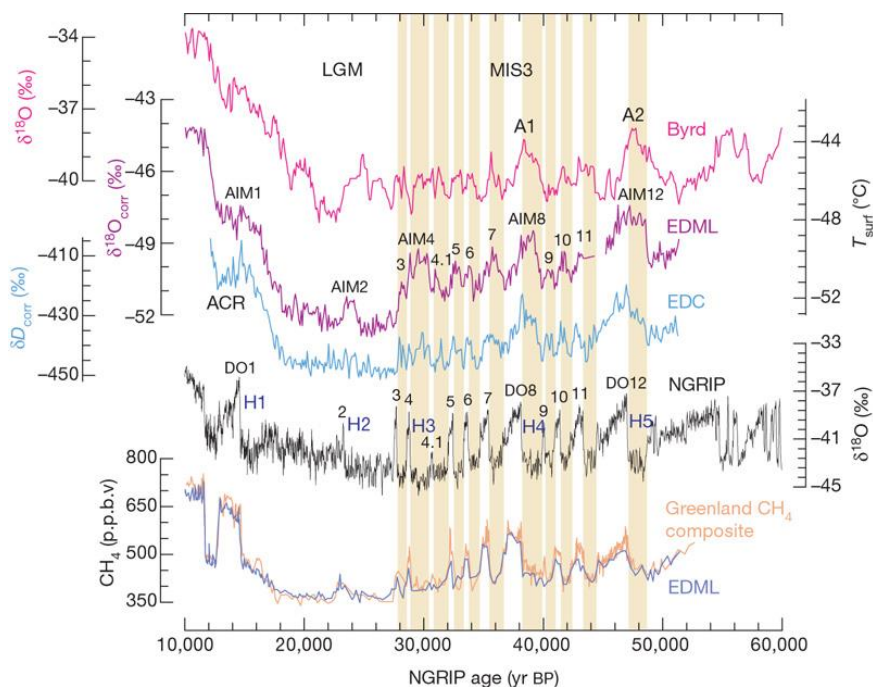


Fig.1.17.-Sincronització dels testimonis de gel.

La figura mostra la sincronització per metà realitzada als testimonis NGRIP (North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff, Chappellaz et al. 2010) i diferents cores de l'Antàrtida: EDML del projecte EPICA (EPICA community members 2006), Byrd (Johnsen, Dansgaard et al. 1972, Blunier and Brook 2001), EDC (EPICA community members 2004). Les barres de color taronja marquen els estadials de Groenlàndia que es corresponen a events càlids a l'Antàrtida.

Tot i la asincronia o el bipolar see-saw es va trobar una relació entre tots dos pols. Tal i com s'observa a la fig.1.17, hi ha una relació entre la intensitat dels escalfaments antàrtics (en aquest cas fan servir la nomenclatura A1 i A2 que es corresponen als AIM8 i 12) amb la durada dels estadials (fig.1.18 dreta). Només hauria hagut 3 tàndems durant l'últim glacial: H5-D/O12, H4-D/O8 i el H1-D/O1. Tal i com mostra la fig.1.18 (esquerra), primer es produeix un aportament massiu d'aigua dolça (H event) al sistema interrompent la CTH. Llavors l'hemisferi sud comença a escalfar-se.

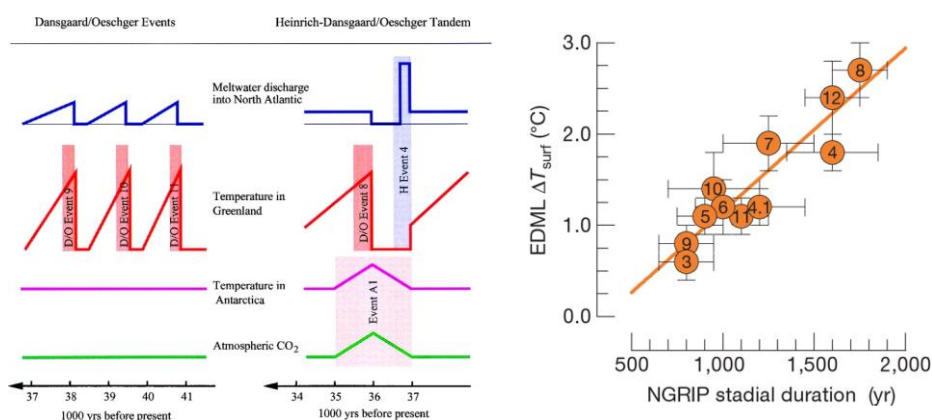


Fig.1.18.- Tàndem D-O/HE

Figura de l'esquerra: A l'Esquerra de la imatge es mostren els D/O idealitzats. A la dreta de la imatge es mostren els tàndems H-D/O i els corresponents esdeveniments. A de l'Antàrtida, en aquest cas A1 (Stocker and Marchal 2000). Figura de la dreta: relació entre la intensitat dels AIM i la durada en anys dels D/O (EPICA community members 2006).

Mentrestant l'hemisferi nord roman fred, tot mantenint-se el see-saw. Quan hi ha l'escalfament abrupte de l'hemisferi nord l'hemisferi sud torna a refredar-se. L'únic moment del glacial que hi ha poca variabilitat a tots dos hemisferis és a al MIS4 i al MIS2, aquests períodes de nivell del mar baix tots dos pols estan sincronitzats.

Durant la terminació es dona l'últim tàndem (segons Stoecker) amb el H1-B/A a l'hemisferi nord i l'ACR a l'Antàrtida. Un cop assolit l'interglacial tots dos hemisferis tenen un comportament sincrònic.

1.4.- Circulació atmosfèrica

1.4.1.- CIRCULACIÓ DE HADLEY

La circulació de Hadley és el mecanisme de circulació atmosfèrica a la zona tropical (entre els 30°N i 30°S, Fig.1.19) que comporta la pujada de l'aire a l'equador i el descens d'aquest a latituds d'uns 30°N i 30°S. Aquesta circulació està influïda per gradients de temperatura latitudinals. L'aire calent i humit que s'evapora tot generant pluges a les zones tropicals.

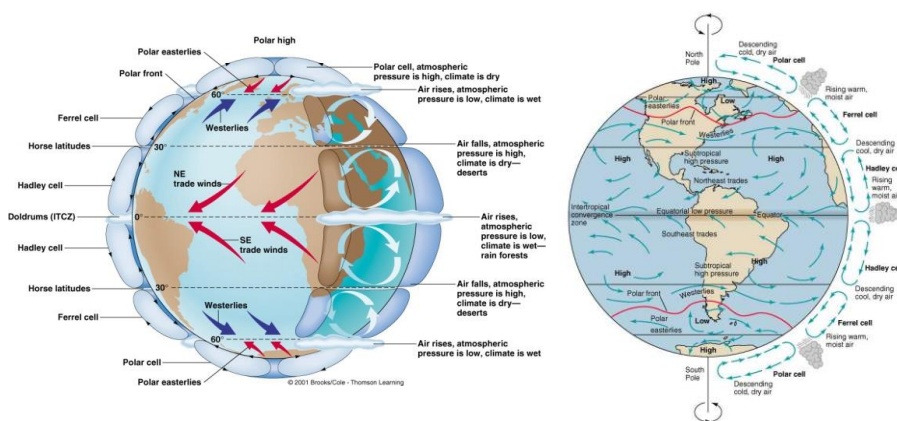


Fig.1.19.- Circulació atmosfèrica.

Figura de l'esquerra: Model de 3 cèl·lules a l'hemisferi nord i sud. Figura de la dreta: Representació dels anticiclons i depressions amb els vents en superfície.

Aquest aire calent ascendeix per convecció i es transporta per les capes altes de l'atmosfera. Part d'aquest aire baixa a les zones tropicals tot donant lloc a la zona de divergència entre les cel·les de Ferrel i Hadley. Aquestes darreres són zones d'altres pressions i clima sec (abunden els deserts). Els vents que han descendit circulen cap a l'equador tot desviant-se cap a l'oest degut a la força de Coriolis i són coneguts com a vents alisis (en anglès *trade Winds*) del nord-est o del sud-est, segons l'hemisferi.

1.4.2.- ZONA DE CONVERGÈNCIA INTERTROPICAL I EL SAMS.

La zona de convergència intertropical (en anglès *Intertropical convergence zone*, ITCZ) és la zona on convergeixen de les dues cèl·lules de Hadley (fig.1.20). Com el seu nom indica és la zona on s'uneixen la cèl·lula de Hadley de l'hemisferi nord i sud i els vent alisis del nord i del sud. La ITCZ és la branca ascendent de la cèl·lula de Hadley i per tant, una zona de baixes pressions i pluges.

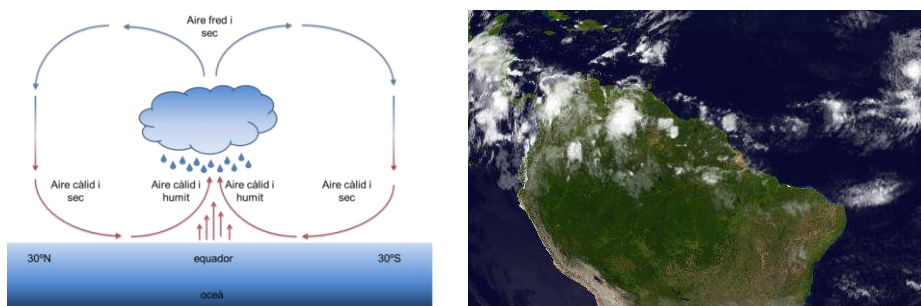


Fig.1.20.- ITCZ

Figura de l'esquerra: esquema de la formació de la ITCZ. Figura de la dreta: imatge obtinguda del programa WorldWind amb la ITCZ al nord de Sudamèrica.

La ITCZ, a part de ser de per ella mateixa un modulador del règim de pluges de gran part de la regió tropical americana, forma part d'un sistema regional més gran a Sud-Amèrica anomenat sistema monsonic de Sud-Amèrica (en anglès *South America monsoon system*, SAMS (Zhou and Lau 1998, Liebmann and Mechoso 2011)) tot i que també és conegut com a monso sud-americà d'estiu (en anglès: *South America summer monsoon*, SASM) perquè principalment es produeix durant l'estiu austral (fig.1.21). Aquest és un sistema monsonic que a priori no es considerà com un monso tal i com s'entenen els monsons perquè no compleix els requisits que definí Khromov (1957). Aquestes comporten una inversió en el règim de vents i temperatures càlides al voltant del continent (les aigües a la costa oest del continent són

fredes degut a la surgència d'aigües profundes). Anys més tard s'ha considerat que efectivament aquest règim de vents es podria ser considerat com a monsonic (Zhou and Lau 1998, Liebmann and Mechoso 2011).



Fig.1.21.- SAMS.

La figura de l'esquerra correspon al model del SAMS al Gener i Juliol (<http://tinyurl.com/nnh55u2>). La figura de la dreta correspon a les precipitacions a la regió de Sud-Amèrica al Gener i Juliol.

El SAMS és un sistema monsonic que consta de dues parts, una equatorial al nord (ITCZ) i una subtropical al sud (zona de convergència de l'atlàntic sud; en anglès *south America convergence zone*, SACZ (Nogués-Paegle et al. 2002)). Aquestes dues zones de convergència es veuen connectades pel sistema de vents a la regió: vents alisis del nord i sud i el *Jet Stream* de baixa altura (en anglès *low level Jet* (LLJ), (Saulo et al. 2000), i intensitat que recorre l'oest de la conca amazònica aportant humitat al nord de l'Argentina i Paraguai (Silva and Kousky 2012).

LA ITCZ té una oscil·lació anual nord-sud d'acord amb les temperatures càlides estivals. La seva localització es troba principalment a l'hemisferi nord tret d'una petita incursió a l'hemisferi sud durant l'estiu austral (es mou entre 10°N i 5°S). Aquesta variabilitat en la seva posició afecta el règim de pluges (i vents) de tota la zona nord de la regió tropical de Sud-Amèrica. L'àrea d'estudi, té una marcada estacionalitat degut a aquesta variabilitat. La Guaiana Francesa té dues estacions seques i dues estacions humides degut a la

migració al nord de la ITCZ i la posterior migració al sud. Aquesta estacionalitat es pot observar en els principals rius de la zona (Orinoco i amazones) que tenen el seu cabal màxim quan la ITCZ està sobre les seves conques (fig.1.22).

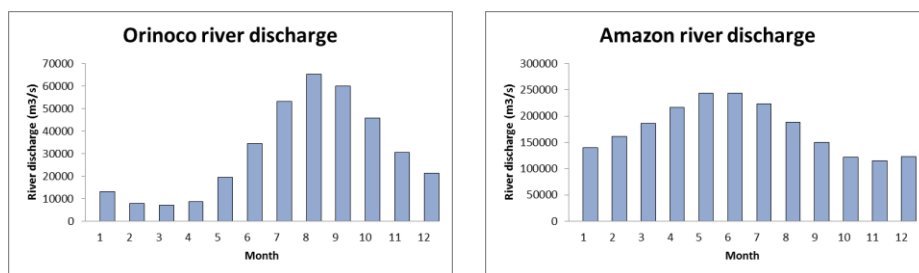


Fig.1.22.- Hidrografia dels rius Orinoco i Amazones

A la figura de l'esquerra la hidrologia anual del riu Orinoco. A la dreta la del riu Amazones (http://www.grdc.sr.unh.edu/html/Tiles/sam_2_1.html)

Degut a aquesta marcada dependència de la ITCZ, oscil·lacions petites en la posició d'aquesta poden afectar als cabals dels rius (sequeres o inundacions).

La branca sud del SAMS està formada per la SACZ i també té una estacionalitat degut a la posició de la ITCZ i la força dels vents que l'envolten. Durant l'estiu boreal (hivern austral), la ITCZ es troba al nord de Sud-Amèrica i els alisis del SE són els vents predominants. Aquesta posició de la ITCZ i els vents debilita la convecció sobre l'Amazones i el LLJ. Quan la ITCZ migra al sud els vents canvien a ser del nord (alís del NE), tot afavorint l'entrada d'humitat sobre l'Amazones i enfortint el LLJ. Aquesta configuració que es dona principalment durant l'hivern boreal (estiu austral) enforteix la SACZ, tot augmentant les pluges a la regió sud de la conca amazònica i a la zona subtropical del Brasil.

1.5.- CIRCULACIÓ OCEÀNICA.

1.5.1.- CIRCULACIÓ GLOBAL. LA CIRCULACIÓ TERMOHALINA

Els oceans (71% de la superfície del planeta) tenen un paper important en el clima terrestre degut a la seva capacitat per retenir el calor i distribuir-lo al llarg del planeta. Distribueixen el calor de les latituds baixes (a prop de l'equador) a latituds altes (polars). Són per tant un dels principals moduladors del clima. La circulació oceànica depèn de l'impuls dels vents, canvis de densitat o temperatura i atracció de la Lluna i el Sol (Rahmstorf 2003).

Un exemple de transport d'aigües tropicals cap als pols, és el corrent del Golf i el corrent nord-atlàntic (en anglès *North Atlantic current* (NAC), que transporta aigües calentes i salines des del Golf de Mèxic a latituds altes com és el mar de Noruega. Aquestes aigües es van refredant degut a l'evaporació i la interacció amb els vents tornant-se més fredes i denses fins que al final s'enfonsen als mar Nòrdics al costat de Groenlàndia. Aquest enfonsament d'aigües degut a una densitat elevada dona lloc a les aigües atlàntiques profundes (en anglès *North Atlantic deep waters*, NADW). La formació d'aquestes aigües impulsa el que es coneix com a circulació termohalina (CTH, en anglès *Termohaline circulation*, THC). Aquesta circulació (fig.1.23) comprèn un sistema superficial i profund al llarg de tot el planeta que recorre els diferents oceans (Broecker, Bond et al. 1990, Broecker 1991). També és coneguda com a cinta transportadora (en anglès *conveyor belt*) degut al seu símil amb una cinta, com la va representar Broecker.

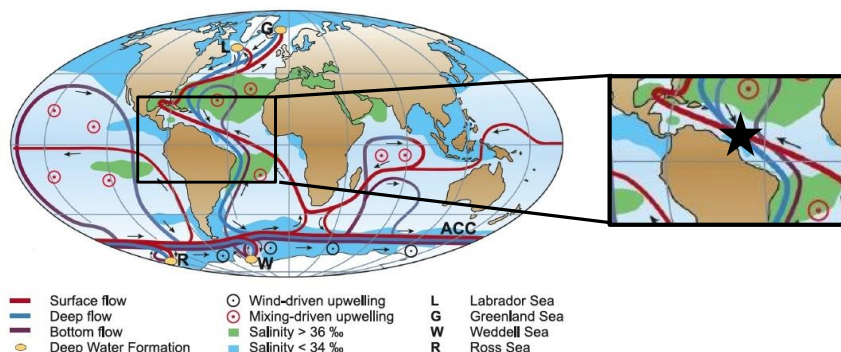


Fig.1.23.- Mapa amb corrents profundes.

Figura adaptada de l'article (Rahmstorf 2006). A la dreta es pot observar una ampliació de la zona d'estudi on es pot observar la complexitat de la zona degut als corrents superficials i profunds implicats.

La NADW que es forma als mars nòrdics (entre Groenlàndia i Noruega) i al mar de Labrador (entre Groenlàndia i la península del Labrador) baixa pel fons en direcció sud fins arribar a l'oceà antàrtic on es mescla amb les aigües antàrtiques profundes (en anglès *antarctic bottom waters*, AABW). Aquestes últimes es formen als mars de Weddell i Ross degut a la formació de gel oceànic. En formar-se el gel oceànic aquest deixa anar la sal tot augmentant la densitat de l'aigua i enfonsant-se. Aquesta mescla circula al voltant de l'Antàrtida per després distribuir-se per la resta dels oceans en direcció nord. Aquesta CTH es pot veure alterada degut a canvis en salinitat de l'aigua de l'Atlàntic nord com va ocórrer a l'últim glacial amb les avingudes d'icebergs durant els HE. Llavors la producció de NADW quedà aturada (Maslin et al. 1995).

Normalment es parla de CTH però també es fa servir normalment el terme AMOC (de l'anglès *Atlantic meridional overturning circulation*) que fa referència a la part atlàntica de la CTH, on es formen les NADW, part inicial impulsora del sistema, juntament amb la formació d'aigües profundes a l'Antàrtida. Aquests dos termes, tot i què es fan servir indistintament, no són intercanviables tal i com comenta Rahmstorf ja que AMOC és només una

part de CTH. Tot i això es fan servir indistintament (Rahmstorf 2006, Rahmstorf et al. 2015).

1.5.2- CIRCULACIÓ DE LA ZONA D'ESTUDI

1.5.2.1 CORRENTS SUPERFICIALS

La regió de la Guaiana està situada a la zona occidental de l'oceà Atlàntic nord, a la regió tropical. És una zona d'especial importància degut a la confluència d'aigües superficials dels dos hemisferis tant en superfície com en profunditat (fig.1.24). A l'hemisferi nord en superfície tenim les aigües del corrent equatorial del nord (en anglès *north equatorial current*, NEC) i a l'hemisferi sud el corrent de la Guaiana (en anglès *Guiana current*, GC) que tot i que es forma a l'hemisferi nord és la continuació d'un altre corrent que es forma a l'hemisferi sud. A part d'aquests dos corrents hi ha un corrent que es forma estacionalment: el corrent contraposat equatorial del nord (en anglès *north equatorial countercurrent*, NECC).

A aquests corrents superficials s'ha d'afegir la ploma fluvial del riu Amazones que influeix directament amb la seva aigua dolça a tota la regió.

En profunditat també hi ha importants corrents tant a l'hemisferi nord com de l'hemisferi sud. Per ordre de profunditat des de la superfície, primer es troba el corrent que prové del sud i que s'anomena "aigües intermitges antàrtiques" (en anglès *antarctic intermediate waters*, AAIW). A una profunditat més gran, es troben "les aigües profundes de l'Atlàntic nord" (en anglès *north Atlantic deep waters*, NADW).

El corrent principal a l'àrea d'estudi és el corrent de la Guaiana (GC, fig.1.24) que circula davant de la costa de la regió de la Guaiana sobre la plataforma continental amb una velocitat de 50 m/s i en direcció sud-est nord-oest (Richardson and Walsh 1986). És un corrent que forma part d'una circulació global que porta aigües més càlides i salines de l'hemisferi sud a l'hemisferi

nord. El corrent de la Guaiana és la prolongació del corrent del nord del Brasil (en anglès *north Brazil current*, NBC, fig.1.24 (Stramma and Schott 1999)) que flueix al llarg de la costa nord del Brasil i que a la vegada prové de la bifurcació del corrent sud-equatorial (en anglès *south equatorial current*, SEC, fig.1.24 (Peterson and Stramma 1991)) que es divideix en dos per formar els corrents del Brasil i del nord del Brasil. El NBC pateix una bifurcació a 8°N que dona lloc al GC i al corrent nord equatorial contraposat (en anglès *north equatorial countercurrent*, NECC, fig.1.24).

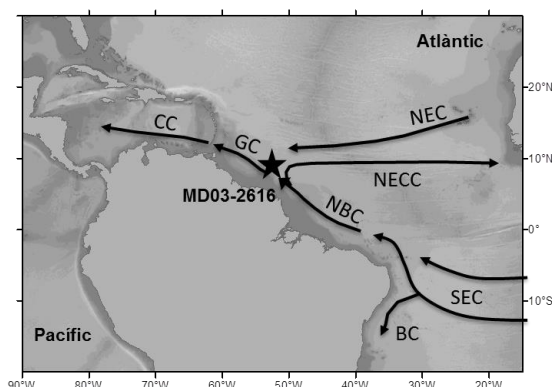


Fig.1.24. Mapa de l'àrea d'estudi.

Mapa de Sud-Amèrica amb els corrents més importants en superfície de la zona. CC (corrent del Carib), GC (corrent de la Guaiana), NEC (corrent nord-equatorial), NECC (corrent nord-equatorial contraposat), NBC (corrent del nord del Brasil), BC (corrent del Brasil) i SEC (corrent sud-equatorial).

Aquesta bifurcació, que és estacional, fa disminuir el flux d'aigua de l'hemisferi sud cap al mar Carib (GC) i posteriorment el corrent del Carib (en anglès *Caribbean current* (CC), fig.1.24) tot augmentant el cabal cap a l'atlàntic central (NECC) (Richardson and Walsh 1986). Aquesta reducció de cabal del GC queda substituïda pel NEC (Arnault 1987, Bourlès et al. 1999) que prové de l'atlàntic nord. Aquest canvi en la circulació oceànica és un dels fets més importants tant en la zona com en el cas d'estudi ja que el GC passa de tenir una influència d'aigües de l'Atlàntic sud a tenir influència de

l'atlàntic nord i sud. Per altra banda la GC transporta la ploma del riu Amazones al llarg de la costa sud-americana fins al Mar Carib (Muller-Karger et al. 1988, Muller-Karger et al. 1989, Muller-Karger et al. 1995, Masson and Delecluse 2001). Quan es forma el NECC s'emporta gran part de les aigües que provenien del sud (NBC) cap a l'atlàntic central tot disminuint la quantitat de sediment i compostos a la zona d'estudi però també l'aportament d'aigües del riu Amazones cap al Mar Carib (Rühlemann et al. 2001, Zabel et al. 2003).

1.5.2.2.- CORRENTS PROFUNDES

L'àrea d'estudi està situada en una zona on circulen dos corrents a la profunditat del testimoni: les AAIW i les NADW més superficials (en anglès *upper north atlantic deep waters*, uNADW, fig.1.25). Les AAIW circulen en direcció nord vorejant la costa sud-americana i es detecten a la zona com un mínim de salinitat. Es troben a una profunditat de 400-1000 m i tenen una pressió de 600-1050 dbar. En canvi les uNADW flueixen direcció sud vorejant la costa sud-americana a una profunditat i pressions majors, 1200-4000 m i 1200-2050 dbar (Stramma and Schott 1999, Lankhorst et al. 2009).

La gran proximitat d'aquests dos corrents del testimoni provoca una alternança que afecta a la fauna de les profunditats que s'hi acumulen (organismes bentònics) com es posa de manifest en l'estudi dels isòtops o la degradació de compostos orgànics.

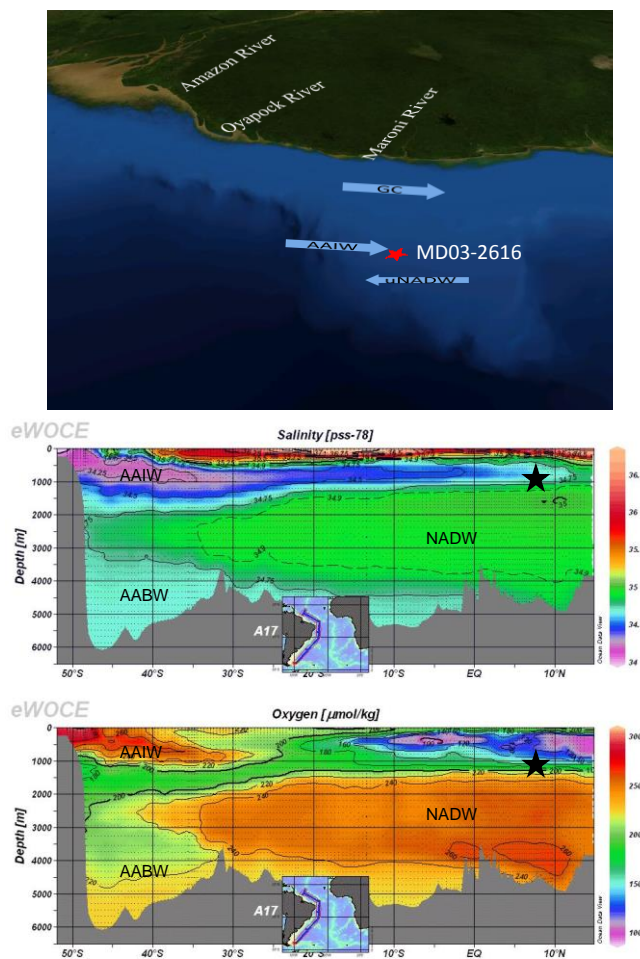


Fig.1.25.- Corrents en profunditat.

Imatge superior: Corrents en profunditat a la conca de la Guaiana. Imatge inferior obtinguda de eWOCE amb els corrents que intervien en la zona, a dalt la salinitat on es pot veure la diferencia entre les AAIW, les NADW i les AABW i a l'inferior l'oxigen on es pot veure també que les aigües atlàntiques són més oxigenades.

BIBLIOGRAFIA CAPÍTOL 1

Arnault, S.: Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92, 5076-5088, 1987.

Arz, H. W., Gerhardt, S., Pa?tzold, J., and Ro?hl, U.: Millennial-scale changes of surface- and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene, *Geo*, 29, 239-242, 2001.

Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Toyé Mahamadou Kele, H., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M. F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Severi, M., Blunier, T., Leuenberger, M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Chappellaz, J., and Wolff, E.: An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka, *Clim. Past*, 9, 1715-1731, 2013.

Berger, A.: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2362-2367, 1978.

Blunier, T. and Brook, E. J.: Timing of millennial-scale climate change in antarctica and greenland during the last glacial period, *Science*, 291, 109-112, 2001.

Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., and Johnsen, S. J.: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394, 739-743, 1998.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G.: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365, 143-147, 1993.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Glasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonanitt, G., and Ivy, S.: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, 245-XIII, 1992.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G.: Persistent solar influence on north atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130, 2001.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G.: A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates, *Science*, 278, 1257, 1997.

Bond, G. C. and Lotti, R.: Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation, *Science*, 267, 1005-1010, 1995.

Bourlès, B., Gouriou, Y., and Chuchla, R.: On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104, 21151-21170, 1999.

Broecker, W.: The Great Ocean Conveyor, *Oceanography*, 4, 1991.

Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., and McManus, J.: Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *CIDy*, 6, 265-273, 1992.

Broecker, W. S.: Climatic Change: Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming?, *Science*, 189, 460-463, 1975.

Broecker, W. S.: Paleoocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw?, *Paleoceanography*, 13, 119-121, 1998.

- Broecker, W. S., Andree, M., Bonani, G., Wolfli, W., Oeschger, H., and Klas, M.: Can the Greenland climatic jumps be identified in records from ocean and land?, *Quaternary Res.*, 30, 1-6, 1988.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., and Wolfli, W.: A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept, *Paleoceanography*, 5, 469-477, 1990.
- Broecker, W. S., Thurber, D. L., Goddard, J., Ku, T.-L., Matthews, R. K., and Mesolella, K. J.: Milankovitch Hypothesis Supported by Precise Dating of Coral Reefs and Deep-Sea Sediments, *Science*, 159, 297-300, 1968.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Shackleton, N.: Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14, 698, 1999.
- Dansgaard, W.: Climatic Record Revealed by the Camp Century Ice Core, 1969.
- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. F., Kristinsdottir, P. M., and Reeh, N.: A New Greenland Deep Ice Core, *Science*, 218, 1273-1277, 1982.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., and Langway, C. C.: Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: *Late Cenozoic Glacial Ages*, Flint, R. F. and Turekian, K. K. (Eds.), Mrs. Hepsa Ely Silliman memorial lectures, New Haven, Yale University Press, 1971.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C. U., and Oeschger, H.: North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, American Geophysical Union, 1984.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjørnsdottir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218, 1993.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., and Langway, C. C.: Speculations about the next glaciation, *Quaternary Res.*, 2, 396-398, 1972.
- Dansgaard, W., White, J. W. C., and Johnsen, S. J.: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event, *Nature*, 339, 532-534, 1989.
- Davidson, E. A., de Araujo, A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., C. Bustamante, M. M., Coe, M. T., DeFries, R. S., Keller, M., Longo, M., Munger, J. W., Schroeder, W., Soares-Filho, B. S., Souza, C. M., and Wofsy, S. C.: The Amazon basin in transition, *Nature*, 481, 321-328, 2012.
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., and Putnam, A. E.: The Last Glacial Termination, *Science*, 328, 1652, 2010.
- Eglinton, T. I. and Eglinton, G.: Molecular proxies for paleoclimatology, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 275, 1-16, 2008.
- EPICA community members: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623-628, 2004.
- EPICA community members: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, 195-198, 2006.
- Fairbanks, R. G.: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-642, 1989.
- Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N. J.: Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages, *Science*, 194, 1121, 1976.
- Heinrich, H.: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quaternary Res.*, 29, 142, 1988.

Imbrie, J.: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, Milankovitch and climate. Proc. NATO workshop, Palisades, 1982. Vol. 1, 1984. 269-305, 1984.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., and Toggweiler, J. R.: On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle, *Paleoceanography*, 8, 699-735, 1993.

Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., and Toggweiler, J. R.: On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1. Linear Responses to Milankovitch Forcing, *Paleoceanography*, 7, 701-738, 1992.

Imbrie, J. and Imbrie, J. Z.: Modeling the Climatic Response to Orbital Variations, *Science*, 207, 943-953, 1980.

IPCC: 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp., 2014.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., and Steffensen, J. P.: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359, 311-313, 1992.

Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B., and Langway, C. C.: Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets, *Nature*, 235, 429-434, 1972.

Jones, P. D. and Mann, M. E.: Climate over past millennia, *RvGeo*, 42, RG2002 2001, 2004.

Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J. R., Genthon, C., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M., and Petrov, V. M.: Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years), *Nature*, 329, 403-408, 1987.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stehni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E. W.: Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years, *Science*, 317, 793-796, 2007.

Keeling, C. D., Piper, S. C., Bacastow, R. B., Wahlen, M., Whorf, T. P., Heimann, M., and Meijer, H. A.: Exchanges of atmospheric CO_2 and $^{13}\text{CO}_2$ with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000., *Scripps Institution of Oceanography, S. D. (Ed.), SIO Reference Series*, Scripps Institution of Oceanography, San Diego, I.Global aspects, 2001.

Khromov, S. P.: Die geographische Verbreitung der Monsune, *Petermanns Geogr. Mitt.*, 101, 234-237, 1957.

Lankhorst, M., Fratanoti, D., Ollitrault, M., Richardson, P., Send, U., and Zenk, W.: The mid-depth circulation of the northwestern tropical Atlantic observed by floats, *Deep-Sea Res.*, 56, 1615-1632, 2009.

Liebmann, B. and Mechoso, C. R.: THE SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM. In: *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, Chih-Pei Chang, Y. D., Ngar-Cheung Lau, Richard H Johnson, Bin Wang, Tetsuzo Yasunari (Ed.), World Scientific, 2011.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, 2005.

Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., and Stocker, T. F.: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present, *Nature*, 453, 379-382, 2008.

Maslin, M. A., Shackleton, N. J., and Pflaumann, U.: Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds, *Paleoceanography*, 10, 527-544, 1995.

Masson, S. and Delecluse, P.: Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26, 137-142, 2001.

Milankovitch, M.: *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem.*, Royal Serbian Academy Special Publication, 133, 1941.

Milankovitch, M.: *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen.* Berlin : Gebrüder Borntraeger, 1930.

Muller-Karger, F. E., McClain, C. R., Fisher, T. R., Esaias, W. E., and Varela, R.: Pigment distribution in the Caribbean sea: Observations from space, *PrOce*, 23, 23-64, 1989.

Muller-Karger, F. E., McClain, C. R., and Richardson, P. L.: The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56-59, 1988.

Muller-Karger, F. E., Richardson, P. L., and McGillicuddy, D.: On the offshore dispersal of the Amazon's Plume in the North Atlantic: Comments on the paper by A. Longhurst, "Seasonal cooling and blooming in tropical oceans", *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42, 2127-2131, 1995.

Nogués-Paegle, J., C.R., M., Fu, R., Berbery, E. H., Chao, W. C., Chen, T., Cook, K., Diaz, A. F., Enfield, D., Ferreira, R., Grimm, A. M., Kousky, V., Liebmann, B., J., M., Mo, K., Neelin, J. D., Paegle, J., A.W., R., Seth, A., Vera, C. S., and Zhou, W.: PROGRESS IN PAN AMERICAN CLIVAR RESEARCH: UNDERSTANDING THE SOUTH AMERICAN MONSOON, *meotorologica*, 27, 3-30, 2002.

North Greenland Ice Core Project members: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147-151, 2004.

Oeschger, H., Beer, J., Siegenthaler, U., Stauffer, B., Dansgaard, W., and Langway, C. C.: Late Glacial Climate History from Ice Cores. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, American Geophysical Union, 1984.

Oppo, D. W., Keigwin, L. D., McManus, J. F., and Cullen, J. L.: Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and termination II, *Paleoceanography*, 16, 280-292, 2001.

Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P.: Macintosh Program performs time-series analysis, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77, 379-379, 1996.

Peterson, R. G. and Stramma, L.: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *PrOce*, 26, 1-73, 1991.

Pisias, N. G., Martinson, D. G., Moore, T. C., Shackleton, N. J., Prell, W., Hays, J., and Boden, G.: High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years, *Marine Geology*, 56, 119-136, 1984.

Prell, W. L., Imbrie, J., Martinson, D. G., Morley, J. J., Pisias, N. G., Shackleton, N. J., and Streeter, H. F.: Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary, *Paleoceanography*, 1, 137-162, 1986.

Rahmstorf, S.: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years, *Nature*, 419, 207-214, 2002.

Rahmstorf, S.: Thermohaline circulation: The current climate, *Nature*, 421, 699-699, 2003.

- Rahmstorf, S.: Thermohaline Ocean Circulation. In: Encyclopedia of Quaternary Sciences, Elias, S. A. (Ed.), Elsevier, Amsterdam, 2006.
- Richardson, P. L. and Walsh, D.: Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91, 10537-10550, 1986.
- Rommerskirchen, F., Plader, A., Eglinton, G., Chikaraishi, Y., and Rullkötter, J.: Chemotaxonomic significance of distribution and stable carbon isotopic composition of long-chain alkanes and alkan-1-ols in C4 grass waxes, *Org. Geochem.*, 37, 1303-1332, 2006.
- Ruddiman, W. F.: The Anthropogenic Greenhouse Era Began Thousands of Years Ago, *Climatic Change*, 61, 261-293, 2003.
- Ruddiman, W. F.: *Earth's climate : past and future.* (William F. Ruddiman). New York ; [Great Britain] : W.H. Freeman, 2001.
- Rühlemann, C., Diekmann, B., Mulitza, S., and Frank, M.: Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceará Rice deep-sea sediments, *Paleoceanography*, 16, 293-305, 2001.
- Saulo, A. C., Nicolini, M., and Chou, S. C.: Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring–summer season, *CIDy*, 16, 867-881, 2000.
- Silva, V. B. S. and Kousky, V. E.: The South American Monsoon System: Climatology and Variability. In: *Modern Climatology*, Gillies, S.-Y. S. W. a. R. R. (Ed.), InTech, 2012.
- Stocker, T. F.: The Seesaw Effect, *Science*, 282, 61-62, 1998.
- Stocker, T. F. and Marchal, O.: Abrupt climate change in the computer: Is it real?, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97, 1362-1365, 2000.
- Stramma, L. and Schott, F.: The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46, 279-303, 1999.
- Taylor, K. C., Lamorey, G. W., Doyle, G. A., Alley, R. B., Grootes, P. M., Mayewski, P. A., White, J. W. C., and Barlow, L. K.: The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change, *Nature*, 361, 432-436, 1993.
- Toggweiler, J. R.: CLIMATE CHANGE: Shifting Westerlies, *Science*, 323, 1434-1435, 2009.
- Toggweiler, J. R., Russell, J. L., and Carson, S. R.: Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages, *Paleoceanography*, 21, n/a-n/a, 2006.
- Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H., and Yoshida, N.: Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles, *Nature*, 422, 509-512, 2003.
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., and Svensson, A.: Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2828-2838, 2010.
- Zabel, M., Wagner, T., and DeMenocal, P.: Terrigenous Signals in Sediments of the Low-Latitude Atlantic - Indications to Environmental Variations during the Late Quaternary: Part II: Lithogenic Matter, *Book Chapter*, 2003. 1-23, 2003.
- Zhou, J. and Lau, K. M.: Does a Monsoon Climate Exist over South America?, *JCli*, 11, 1020-1040, 1998.

CAPÍTOL 2

MATERIALS

2.1. - TESTIMONI MD03-2616

El testimoni de sediment MD03-2616 ($7^{\circ}48'75''\text{N}$ i $53^{\circ}0'80''\text{O}$) s'agafà l'any 2003, a una profunditat de 1233 m sota el nivell del mar a la conca de la Guaiana (Fig.2.1), concretament al promontori de Demerara (en anglès *Demerara Rise*, a la part est de la plataforma, que pertany a aigües territorials de la Guaiana Francesa. La seva recollida es dugué a terme dins de la campanya oceanogràfica P.I.C.A.S.S.O amb el vaixell oceanogràfic Marion Dufresne R/V.



Fig.2.1.- Localització del testimoni.

Aquestes imatges foren obtingudes del programa NASA World Wind.

Demerara Rise és una protuberància amb orientació nord del marge continental davant de les costes de Surinam i la Guaiana Francesa (Erbacher et al. 2004). El promontori es pot diferenciar en dues zones: la zona nord i la nord-oest. La cara nord és escarpada i cau ràpidament des dels 2600 fins als 4500 m de profunditat en menys de 10 km de distància (10°). La cara nord-oest cau suaument al llarg de $\sim 1.5^{\circ}$. A la part superior del promontori, el fons marí sembla llis, sense canals ni trets importants a destacar (Erbacher et al. 2004).

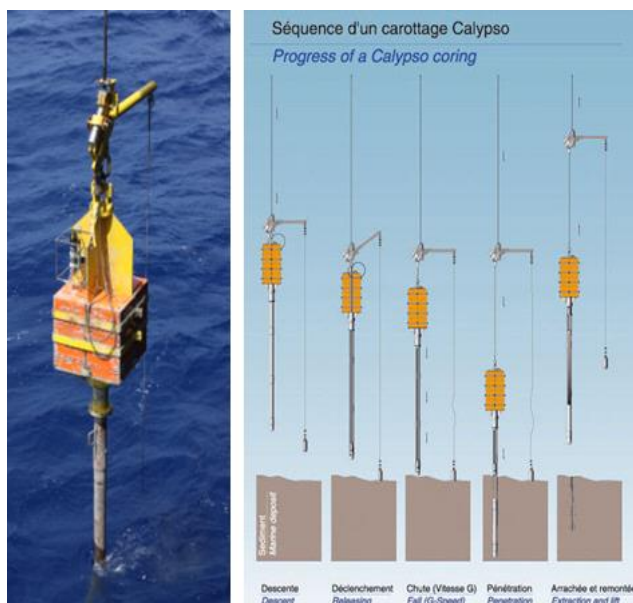


Fig.2.2. -Sistema de mostreig Calypso.

La imatge fou obtinguda de: <http://c2fn.dt.insu.cnrs.fr/spip/spip.php?rubrique49>.

El testimoni s'obtingué amb el sistema de mostreig *Calypso* (Fig.2.2). Aquest sistema es basa en el que anglès es coneix com *piston core*, és a dir, un sistema per pressió que baixa al llarg de la columna d'aigua fins arribar a uns metres per sobre del fons marí. Un cop a la profunditat desitjada, dispara la peça que porta el pes i el tub metàl·lic i la camisa de PVC interna penetra en el fons marí i agafa així el sediment que serà després el *core* o nucli de sediment. Un cop pujat fins al vaixell el sediment es talla en seccions de 1.5 m. A la Fig.2.3, es pot observar el procés de pujada al vaixell i tallat dels tubs de PVC.

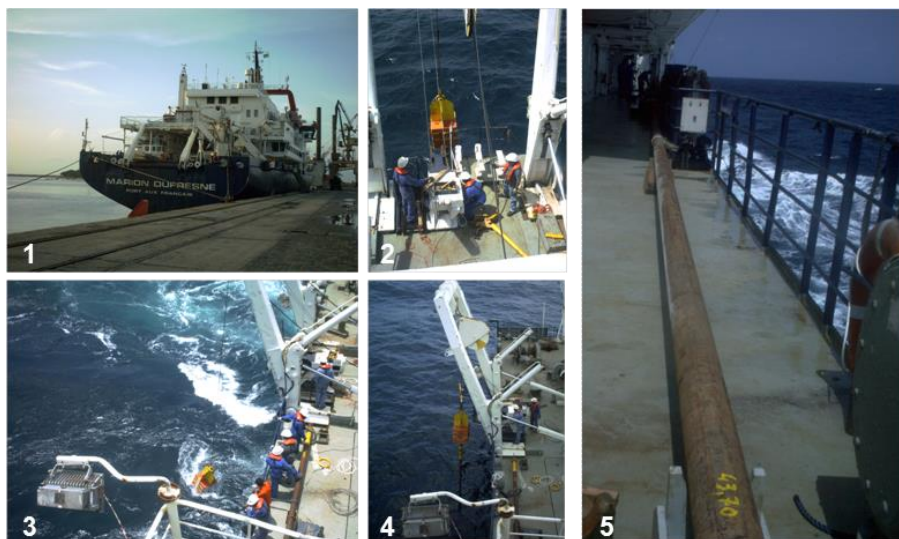


Fig.2.3.-Procès d'extracció del testimoni.

En aquesta seqüència d'imatges es pot observar el procés d'obtenció del testimoni MD03-2616. La imatge 1 correspon al vaixell oceanogràfic Marion Dufresne II. Imatge 2 el mostrejador és preparat per baixar. Imatge 3 el mostrejador descendeix fins arribar al fons marí. Imatge 4 El testimoni es pujat al vaixell. Imatge 5 El testimoni està sobre la coberta del vaixell.

El testimoni agafat té una longitud total de 39 m. El sediment consisteix en argiles verd oliva riques en foraminífers amb petites bioturbacions i capes riques en matèria orgànica (Shipboard Scientific Party 2003). El testimoni es dividí en 28 seccions de 150 cm i una més petita de només 39 cm. El sediment es mostrejà en la seva totalitat en seccions d'un centímetre i dividí en dues parts per estudiar biomarcadors orgànics i nanofòssils. (Fig. 2.4). Les mostres guardades en vials de vidre es congelaren per liofilitzar-les i analitzar-les posteriorment.



Fig.2.4. - Mostreig del sediment del testimoni MD03-2616.

A la imatge superior es pot observar una secció de sediment abans de mostrejar. A la dreta d'aquesta el mateix sediment però marcat amb els centímetres a mostrejar. La imatge inferior situada a l'esquerra mostra el sediment mostrejat i a la dreta d'aquesta el sediment en els vials preparats per conservació abans de l'anàlisi.

2.2. – ZONES D'INFLUÈNCIA.

El testimoni MD03-2616 es va agafar al davant de les costes de la regió de Guaiana per tant té la possible influència tant dels rius locals (Maroni i Oyapock) com de l'enorme influència del riu Amazones.

2.2.1. - REGIÓ DE GUAIANA

Guaiana és una regió (Fig. 2.5) situada al nord de Sud-Amèrica. Avui en dia la regió inclou països diferents: Veneçuela, Surinam (antiga Guaiana holandesa) , Guyana (antiga Guaiana britànica), Guaiana francesa i Brasil.



Fig.2.5. - Mapa amb la Guaiana.

Mapa de Sud Amèrica on surt la regió de la Guaiana (■) i l'escut de la Guaiana (---). Imatge modificada de World Wind.

La regió de la Guaiana forma part de l'escut Guaianès que s'estén entre els rius Orinoco i Amazones. Aquest escut està format per unes de les roques més antigues de la Terra amb 1.700 Ma (milió d'anys) pertanyent al període

Precambrià (fig.2.6). L'escut Guaianès es pot dividir en dues àrees: oest i est. La zona oest està formada principalment per terres més elevades formant un altiplà amb els característics Tepuis (muntanyes de parets verticals). A la zona est l'altura es menor. També es pot diferenciar la vegetació perquè a les zones elevades de l'oest predomina la sabana i els boscos de galeria al voltant dels rius i a la zona est predominen els boscos tropicals, que són dels més antics del planeta. A les costes en canvi predominen els boscos de manglars. (Hammond 2005).

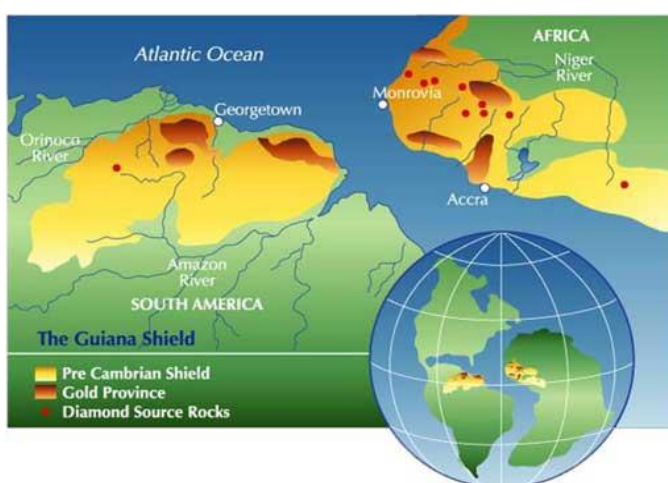


Fig.2.6.- Escut guaianès.

(Imatge modificada de <http://www.guygold.com/main1.aspx?id=9>)

Els rius principals de la Guaiana Francesa (el riu Maroni i el riu Oyapock, Fig.2.7) drenen les seves aigües de l'escut guaianès. El riu Negre (afluent del Riu Amazones) també drena l'escut guaianès.

El riu Oyapock està localitzat al sud del país i forma frontera amb Brasil. La seva conca és de 26820 km² i la seva descàrrega fluvial varia entre els 211 i els 1650 m³/s tot depenent de l'estació de pluges. La seva localització és més llunyana que la del riu Maroni però el corrent de la Guaiana pot portar els seus sediments. (<http://www.wsag.unh.edu/>).

El riu Maroni està localitzat davant del promontori Demerara i forma la frontera entre Surinam i la Guaiana Francesa. La seva conca drena també de l'escut guaianès però és molt més gran, 65830 km². La seva descàrrega varia entre 381 i 3525 m³/s.

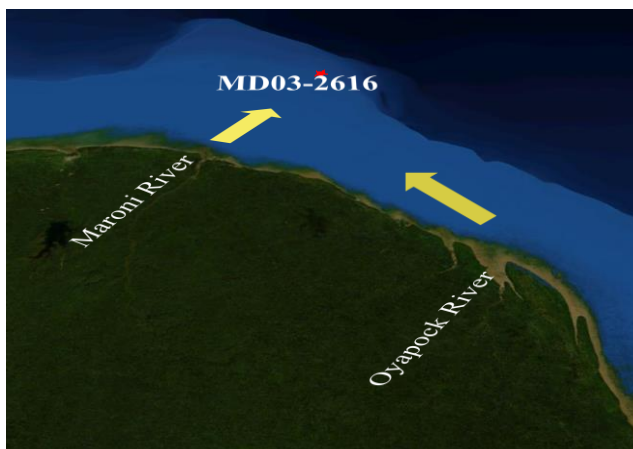


Fig.2.7.- Rius de la Guaiana: Maroni i Oyapock.

2.2.2.- CONCA DEL RIU AMAZONES

La conca del riu Amazones és una extensa àrea de 7.000.000 km² la qual drena el riu més gran de la terra i que representa el 40% de l'aigua de Sud-Amèrica. El riu Amazones contribueix amb 6×10^{12} m³ d'aigua dolça a l'Atlàntic tropical cada any (Muller-Karger, McClain et al. 1988) tenint un gran impacte a les costes de la Guaiana (Masson and Delecluse 2001). La ploma del riu Amazones afecta directament a les costes de la Guaiana aportant un flux d'aigua dolça i sediment. (Lambs et al. 2007). Aquest sediment és transportat pel corrent de la Guaiana en una franja de 100-150 km des de la desembocadura del riu cap a les costes de la Guaiana on part d'aquest sediment es diposita a la plataforma continental tot formant bancs de fang. Aquesta banda rica en nutrients i sediments en suspensió afecta els ecosistemes com els manglars perquè varia la salinitat de les costes (Lambs, Muller et al. 2007).

La descàrrega fluvial de l'Amazones és entre 114.000 i 244.000 m³/s amb pics màxims de 300.000 m³/s durant l'època de pluges (<http://www.wsag.unh.edu/>). En comparació amb els rius de la Guaiana, l'altra possible font de sediment, la quantitat que arriba procedent del riu amazones és infinitament més gran, essent aquest el principal proveïdor de sediment a la zona d'estudi i més enllà. Hi ha estudis que mostren que les aigües del riu Amazones arriben fins al Mar Carib (Muller-Karger, McClain et al. 1988).



Fig.2.8.- Mapa geològic de la conca amazònica.

(<http://www.mikehorn.com/en/yep/pangaea-classroom-club/chapter-2---geology-of-the-amazon/>)

La conca amazònica es pot dividir en diferents àrees (Fig.2.8): els Andes, la zona al·luvial, els escuts i les terres baixes centrals. Els Andes són la principal font de sediment degut a l'erosió de les muntanyes (Parra and Pujos 1998) i a la contínua deposició a la zona aluvial. Els escuts guaianès i brasiler estan formats per roques molt més dures. Degut a aquest origen diferent, l'erosió és menor i els rius que drenen aquestes zones aporten una quantitat menor de sediment en suspensió. Un exemple d'això és el Riu Negre, un dels afluents més importants del riu Amazones i en canvi amb una quantitat menor de sediment en suspensió. La conca és coneguda per tenir una de les selves més

grans del món que s'estén al llarg de gran part de la conca. A les zones baixes la selva tropical és el tipus de bosc predominant i comporta un sistema important en quant a regulació de la pluja i humitat a la conca. Les selves tropicals són els boscos majoritaris però no els únics, també hi ha altres tipus de boscos com són les sabanes que es troben a les zones interiors de la regió de la Guaiana i a l'escut brasiler. A les zones elevades com són els Andes, la selva dona lloc a altres tipus de vegetació que va variant amb l'altitud: boscos subandins (1100-2400 m), andins (2400-3200 m), andins elevats (3200-3600 m) i Pàram (>3600 m). A les costes i els estuaris es poden trobar boscos de manglars (Markgraf 1989).

L'altre riu important de la zona, l'Orinoco, no ha estat considerat com possible font de material degut als corrents oceànics predominants a la zona (de sud-est a nord-oest) que transporten els sediments en suspensió cap al Mar Carib i no cap a l'equador.

2.3. – BIOMARCADORS MOLECULARS

Actualment es fan servir diferent tipus de biomarcadors moleculars per fer reconstruccions climàtiques a partir de testimonis de sediment marí. Un biomarcador molecular és un compost sintetitzat per una espècie (o espècies), dóna informació de la seva procedència i reflexa les condicions climàtiques en què vivia l'organisme. Es poden classificar segons la seva procedència com marins o continentals.

Els biomarcadors continentals són compostos sintetitzats a terra ferma per diferents espècies com poden ser arbres, arbustos i herbes (plantes en general), bacteris, arqueobacteris (*archaea*), etc. (fig.2.9) que arriben a la zona d'estudi transportats pel vent o pels rius per dipositar-se a la zona d'estudi.

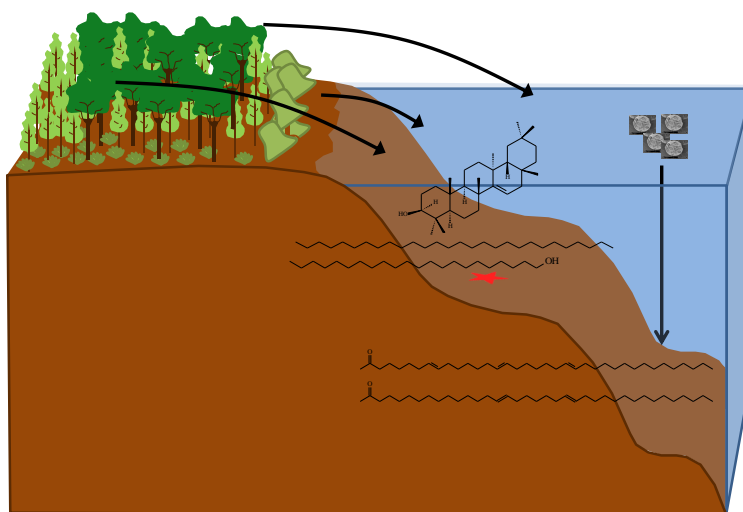


Fig. 2.9.- Transsecte de la zona d'estudi amb els biomarcadors analitzats al testimoni MD03-2616.

Els biomarcadors marins estan sintetitzats per organismes marins i com que els biomarcadors continentals es dipositen a la zona d'estudi esdevenint compostos fòssils. Donen informació sobre els corrents, temperatura de l'aigua, composició de l'aigua, etc.

2.3.1. – BIOMARCADORS CONTINENTALS.

La composició lipídica del sediment del testimoni MD03-2616 està dominada per compostos d'origen continental. Aquests compostos provenen de les plantes que formen part dels boscos i sabanes a la zona (herbes, arbustos i arbres). Gran part d'aquests compostos formen part de les fulles dels arbres on compleixen la funció de donar estructura i protecció contra els elements.

2.3.1.1.- ALCANS I ALCOHOLS

Els alcans lineals (*n*-alcans) constitueixen un dels grups de compostos estudiats en les mostres analitzades. Són hidrocarburs saturats que degut a les seves propietats físiques: baixa solubilitat en aigua i la baixa volatilitat, protegeixen les fulles dels arbres contra l'atac dels microorganismes (Brassell 1993). Aquestes dues propietats també ajuden a les fulles contra la sequera

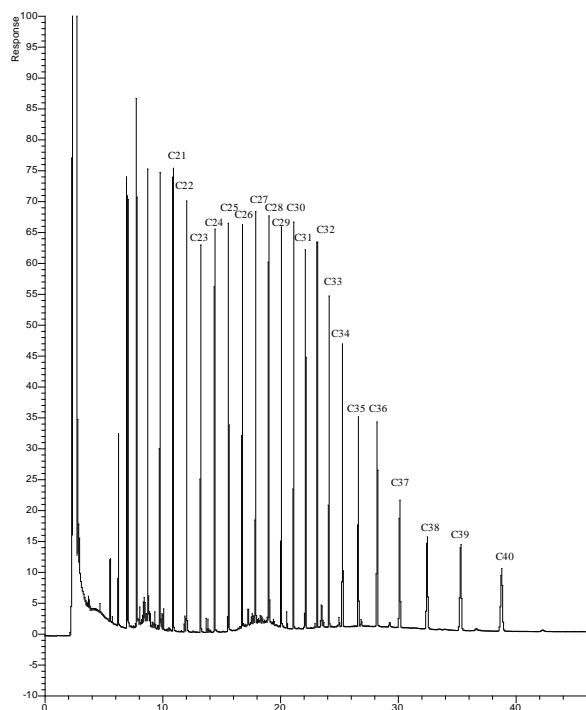
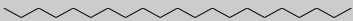














Fig. 2.10.- Cromatograma amb el patró d'alcans des del C₂₁ fins al C₄₀.


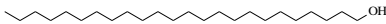
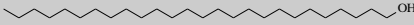

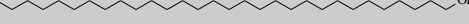
Taula 2.1. - Alcans analitzats al sediment del testimoni MD03-2616.

Abreviació & Fórmula química	Nom	Estructura
C_{21} ($C_{21}H_{44}$)	Henicosà	
C_{22} ($C_{22}H_{46}$)	Docosà	
C_{23} ($C_{23}H_{48}$)	Tricosà	
C_{24} ($C_{24}H_{50}$)	Tetracosà	
C_{25} ($C_{25}H_{52}$)	Pentacosà	
C_{26} ($C_{26}H_{54}$)	Hexacosà	
C_{27} ($C_{27}H_{56}$)	Heptacosà	
C_{28} ($C_{28}H_{58}$)	Octacosà	
C_{29} ($C_{29}H_{60}$)	Nonacosà	
C_{30} ($C_{30}H_{62}$)	triacontà	
C_{31} ($C_{31}H_{64}$)	Hentriacontà	
C_{32} ($C_{32}H_{66}$)	Dotriacontà	
C_{33} ($C_{33}H_{68}$)	Tritriacontà	

i les plagues. El fet que el punt d'ebullició dels alcans augmenti en augmentar el nombre de carbonis es veu reflectit en el tipus de plantes i el clima on viuen (Gibbs 2002). Plantes de climes secs i calorosos tenen alcans amb cadenes més llargues i així una volatilitat més baixa que impedeixi la pèrdua de la capa protectora. Aquestes propietats permeten que quan les fulles cauen i es descomponen, aquest lípids es puguin transportar per via eòlica o fluvial sense degradar-se i dipositar-se lluny de la seva font inicial.

L'altre grup de compostos estudiat són els alcohols de cadena lineal (*n*-alcan-1-ols). Com els *n*-alcans formen part de les fulles de les plantes per protegir-les dels microorganismes (Eglinton and Hamilton 1967). Tots dos grups de compostos poden ésser arrabassats de la superfície de les fulles de forma natural degut a tempestes i ventades que colpegen les fulles tot originant la pèrdua dels compostos que les recobreixen.

Taula 2.2. – Alcan-1-ols analitzats al sediment del testimoni MD03-2616

Abreviació & Fórmula química	Nom	Estructura
C_{22-OH} ($C_{22}H_{46}O$)	Docosan-1-ol	
C_{24-OH} ($C_{24}H_{50}O$)	Tetracosan-1-ol	
C_{26-OH} ($C_{26}H_{54}O$)	Hexacosan-1-ol	
C_{28-OH} ($C_{28}H_{58}O$)	Octacosan-1-ol	
C_{30-OH} ($C_{30}H_{62}O$)	triacontan-1-ol	

En aquest estudi s'ha analitzat els *n*-alcans compresos entre C_{23} - C_{33} i els *n*-alcohols amb un número d'àtoms de carboni comprès entre C_{22} - C_{30} . Aquests alcans i alcohols són generalment els lípids majoritaris dels sediments marins

(taula 2.1 i 2.2) (Elias et al. 1997). Els *n*-alcans tenen una predominança senar sobre parell (fig.2.11) típica dels sediments frescos (Eglinton and Hamilton 1963). A la Fig.2.12 es poden observar diferents cromatogrames amb aquests compostos i la seva distribució.

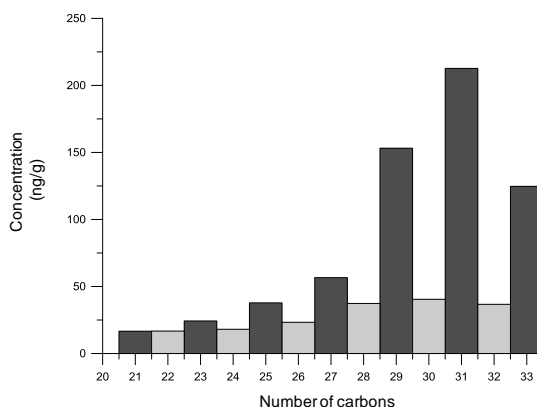


Fig. 2.11.- Distribució en els sediments del testimoni MD03-2616.

Aquestes dues famílies de compostos ens permeten l'ús de diferents biomarcadors per l'estudi de la vegetació continental.. Un d'aquests biomarcadors és l'ACL (en anglès, *average chain length*) que indica la longitud de cadena mitja dels alcans (eq.1) (Eglinton and Eglinton 2008), i s'ha relacionat amb canvis de temperatura i humitat (Rommerskirchen et al. 2003, Huguen et al. 2004). L'índex es defineix com:

$$(eq1) \quad ACL_{23-33} = \frac{(23[C_{23}] + 25[C_{25}] + 27[C_{27}] + 29[C_{29}] + 31[C_{31}] + 33[C_{33}])}{([C_{23}] + [C_{25}] + [C_{27}] + [C_{29}] + [C_{31}] + [C_{33}])}$$

On $[C_x]$ representa la concentració dels compostos, en aquest cas *n*-alcà amb *x* àtoms de carboni.

L'índex de preferència de carboni (en anglès *carbon preference index*, (CPI), eq.2) (Bray and Evans 1961) dels alcans s'utilitza per comprovar si es manté el predomini dels alcans senars sobre els parells. Això permet poder

diferenciar entre diferents orígens. Com pot ser plantes continentals o bé petrogènic. L'índex es defineix com:

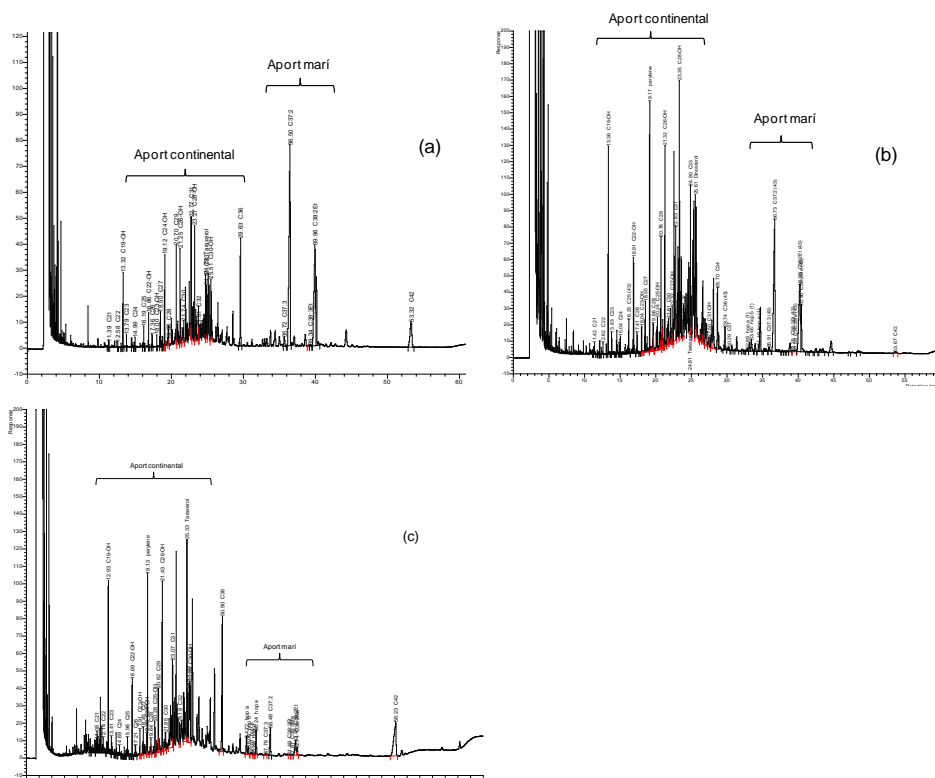


Fig. 2.12.- Exemples de cromatogrames de les mostres analitzades.

Cromatogrames dels compostos neutres obtinguts per cromatografia de gasos amb detector de ionització de flama (GC-FID). (a) Mostra amb predominança de compostos marins, (b) mostra amb molta quantitat de compostos marins i continentals, (c) Mostra amb predominança de compostos continentals.

(eq.2)

$$CPI = \frac{1}{2} \times \frac{([C25] + [C27] + [C29] + [C31] + [C33])}{([C24] + [C26] + [C28] + [C30] + [C32])} + \frac{([C25] + [C27] + [C29] + [C31] + [C33])}{([C26] + [C28] + [C30] + [C32])}$$

Les plantes continentals es caracteritzen per tenir valors superiors a 3 mentre que el sediments on dominen aportacions petrogèniques d'alcans tenen distribucions amb valors de CPI~1 (Bray and Evans 1961).

L'hexacosanol és un alcohol amb 26 àtoms de carboni, de cadena lineal i amb el grup carbonil a la primera posició (hexacosan-1-ol). És sintetitzat com els alcans pels arbres, per tant alcans i alcohols tenen el mateix origen. L'índex d'hexacosanol (en anglès *hexacosanol index*, HI, eq.3) (Martrat et al. 2007) és un biomarcador que ens dona informació sobre el fons marí. És un índex que es basa en la diferent resistència a la degradació dels alcans i els alcanols degut a les variacions de l'oxigenació o de les intensitats de corrent al fons marí. En aquest cas l'hexacosanol és molt més degradable que el nonacosà, el seu alcà homòleg.

$$(eq.3) \quad HI = \frac{[C26-OH]}{[C26-OH] + [C29]}$$

Taula.2.3. - Hexacosanol Index (HI)

Valors	Significat
0.0 < HI < 0.4	Elevada ventilació de les aigües del fons marí
0.4 < HI < 0.6	Ventilació intermèdia de les aigües del fons marí
0.6 < HI < 1.0	Poca ventilació de les aigües del fons marí

2.3.1.2.- TARAXEROL

Taraxerol (Fig.2.13) és un triterpenoid pentacíclic (oleanan-3-ol sense el grup metil a la posició 14, amb un substituent α -metil a la posició 13 i un doble enllaç entre les posicions 14 i 15).

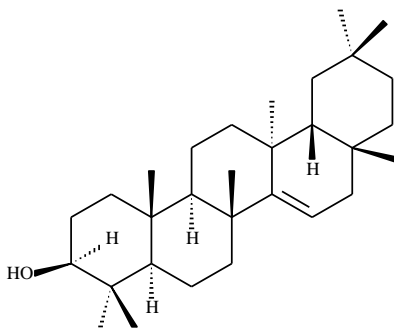


Fig. 2.13.- Estructura de Taraxerol.

És un compost que es troba present a les fulles de diferents tipus de manglars (Killops and Frewin 1994, Versteegh et al. 2004) i es pot fer servir com a indicador dels boscos de manglars en el passat.

Els manglars són arbres que viuen a la zona intermareal i per tant la seva extensió està subjecte als canvis de nivell de mar que hi pugui haver. Tant en les transgressions com en les regressions els manglars migren seguint la línia de costa per situar-se a la zona intermareal. Durant les transgressions els manglars migren terra endins, a les zones inundades noves i per tant riques en nutrients, això es veu reflectit en un augment en el nombre de boscos de manglars (Scourse et al. 2005).

L'índex de taraxerol (Tol, eq.4) és un biomarcador que dona informació sobre els manglars. És un ràtio entre dos compostos que es troben a les fulles d'aquests arbres : el taraxerol i el nonacosà (l'alcà homòleg de 29 carbonis).

$$(eq.4) \quad Tol = \frac{[Taraxerol]}{[C29]}$$

El seu valor també pot indicar canvis de nivell del mar perquè l'erosió durant els períodes de transgressió és més gran i per tant es mobilitzen dipòsits antics de manglars tot arribant més quantitat de compostos a la zona d'estudi.

2.3.2. – BIOMARCADORS MARINS.

2.3.2.1. – ALQUENONES

Les algues haptofícies són un tipus d'organismes unicel·lulars autòtrofs. Actualment componen un dels grups més importants del fitoplàncton als oceans. *E. Huxleyi* (fig.2.14) és la més abundant i es troba pràcticament a tots els oceans (Conte et al. 1998), des de les zones tropicals a les subpolars (McIntyre and Bé 1967). *E. Huxleyi* va aparèixer per primera vegada al MIS 8 al voltant dels 265 ka sent l'espècie majoritària a partir dels 85-73 ka (Volkman et al. 1995). Aquestes algues tenen la peculiaritat que sintetitzen un tipus de lípids: les alquenones, que han resultat una eina paleoclimàtica molt valuosa (Brassell et al. 1986)

Les alquenones són cetones de 36 a 42 àtoms de carboni de cadena lineal amb diferents números d'insaturacions (2, 3 o 4). Són un dels lípids majoritaris dintre de les algues haptofícies i es pensa que formen part de la membrana o de la reserva d'energia (Sawada and Shiraiwa 2004). Es troben en sediments formant part de les *pilotes* fecals (Volkman et al. 1980). *E. Huxleyi* és una de les algues principals que la sintetitzen però no l'única, dintre de la classe *Haptophyta*, les algues del gènere *Gephyrocapsaceae* (es pensa que poden ser els precursors de *E. Huxleyi*) també poden sintetitzar-les des de fa 45 Ma (Marlowe et al. 1984b, Volkman, Barrer et al. 1995).

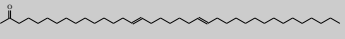
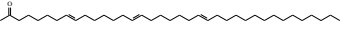
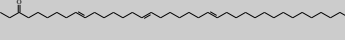
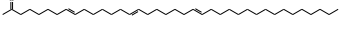
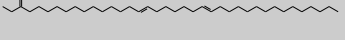
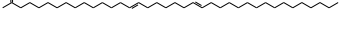


Fig.2.14.- *E. Huxleyi*.

Imatge de *E. Huxleyi* obtinguda de <http://tinyurl.com/nyo6eca>

A la taula 2.4 es poden observar les diferents alquenones, les que tenen 37 carbonis de dos i tres insaturacions i les de 38 carbonis de dos i tres insaturacions. La posició exacta d'aquests dobles enllaços va ser determinada per López and Grimalt (2006). Totes elles tenen els dobles enllaços en una configuració E que els hi confereix una major resistència a la degradació (López and Grimalt 2006). A la fig.2.14 podem observar les alquenones en un cromatograma i com elueixen primer les que tenen 3 insaturacions i després les de dues ($C_{37:3}$, $C_{37:2}$). En el cas de les de 38 carbonis a més primer surten les etilades i després les metilades ($C_{38:3Et}$, $C_{38:3Me}$, $C_{38:2Et}$, $C_{38:2Me}$).

Taula 2.4. – Alquenones analitzades al testimoni sedimentari MD03-2616

Abreviació (Fórmula química)	Nom	Estructura
$C_{37:2}$ ($C_{37}H_{70}O$)	heptatriaconta-15E,22E-dien-2-ona	
$C_{37:3}$ ($C_{37}H_{68}O$)	heptatriaconta-8E,15E,22E-trien-2-ona	
$C_{38:3Et}$ ($C_{38}H_{70}O$)	octatriaconta-9E,16E,23E-trien-3-ona	
$C_{38:3Me}$ ($C_{38}H_{70}O$)	octatriaconta-8E,15E,22E-trien-2-ona	
$C_{38:2Et}$ ($C_{38}H_{72}O$)	octatriaconta-16E,23E-dien-3-ona	
$C_{38:2Me}$ ($C_{38}H_{72}O$)	octatriaconta-15E,22E-dien-2-ona	

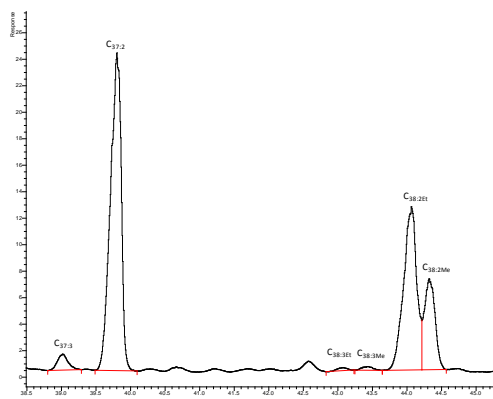


Fig. 2.14.- Cromatograma amb les alquenones en primer pla.

Part d'un cromatograma on es poden observar les alquenones de 37 i 38 àtoms de carboni.

El més interessant d'aquests compostos és que l'alga sintetitza les alquenones amb predomini d'una sobre l'altra tot depenent de la temperatura a la que viu. Cultius de *E. Huxleyi* en laboratori van permetre demostrar aquesta relació entre la temperatura de l'aigua i les insaturacions (Brassell, Eglinton et al. 1986) i obtenir un índex, l'índex U_{37}^k (eq.5) que relaciona les concentracions de les tres alquenones.

$$(eq.5) \quad U_{37}^k = \frac{[C37:2] - [C37:4]}{[C37:2] + [C37:3] + [C37:4]}$$

On $[C37:2]$, $[C37:3]$ i $[C37:4]$ són les concentracions de les alquenones de dos, tres i quatre insaturacions. Degut a que l'alquenona de quatre insaturacions es troba en nul·la o molt baixa concentració, Prahl and Wakeham (1987) van definir un nou índex que era l'índex U_{37}^k però sense tenir en compte l'alquenona de quatre insaturacions. Aquest índex se'l coneix com $U_{37}^{k'}$ (eq.6).

$$(eq.6) \quad U_{37}^{k'} = \frac{[C37:2]}{[C37:2] + [C37:3]}$$

Aquest nou índex $U_{37}^{k'}$ té una dependència lineal amb la temperatura entre 8 i 25°C. Prahl and Wakeham (1987) i Prahl et al. (1988) van obtenir un calibratge mitjançant cultius d'*E. Huxleyi* (eq.7):

$$(eq.7) \quad U_{37}^{k'} = 0.033 \text{ SST} + 0.043; \quad r=0.997 \text{ (Prahl and Wakeham 1987)}$$

Altres treballs basats en *core tops* i dades instrumentals de temperatura han realitzat calibratges nous tot relacionant la temperatura superficial i els graus d'insaturació de les alquenones: a l'oceà Atlàntic nord (Conte et al. 1992, Rosell-Melé et al. 1995), en zones polars (Sikes and Volkman 1993), oceà Pacífic nord (Prahl and Wakeham 1987) i al Mar de la Xina (Pelejero and Grimalt 1997).

Müller et al. (1998) van proposar una calibratge a escala global basada en *core tops* i dades instrumentals als oceans Atlàntic, Pacífic i Índic entre 60°S-60°N (fig.2.15):

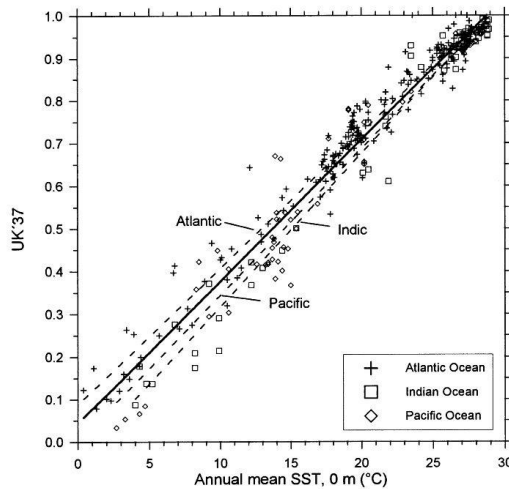


Fig.2.15.- Calibratges del $U_{37}^{k'}$.

Calibratge del $U_{37}^{k'}$ obtinguda de *core-tops* i dades instrumentals (Müller, Kirst et al. 1998)

L'equació (eq.8) obtinguda d'aquesta calibratge és molt similar a la de Prahl and Wakeham (1987) essent la que es fa servir en aquesta tesi

$$(eq.8) \quad U_{37}^{k'} = 0.033 \text{ SST} + 0.044; \quad r=0.958 \quad (\text{Müller, Kirst et al. 1998}).$$

BIBLIOGRAFIA CAPÍTOL 2

Brassell, S.: Applications of Biomarkers for Delineating Marine Paleoclimatic Fluctuations during the Pleistocene. In: Org. Geochem., Engel, M. and Macko, S. (Eds.), Topics in Geobiology, Springer US, 1993.

Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., Pflaumann, U., and Sarnthein, M.: Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment, *Nature*, 320, 129-133, 1986.

Bray, E. E. and Evans, E. D.: Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 22, 2-15, 1961.

Conte, M. H., Eglinton, G., and Madureira, L. A. S.: Long-chain alkenones and alkyl alkenoates as palaeotemperature indicators: their production, flux and early sedimentary diagenesis in the Eastern North Atlantic, *Org. Geochem.*, 19, 287-298, 1992.

Conte, M. H., Thompson, A., Lesley, D., and Harris, R. P.: Genetic and Physiological Influences on the Alkenone/Alkenoate Versus Growth Temperature Relationship in *Emiliana huxleyi* and *Gephyrocapsa Oceanica*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 51-68, 1998.

Eglinton, G. and Hamilton, R. J.: CHAPTER 8 - The Distribution of Alkanes. In: *Chemical Plant Taxonomy*, Swain, T. (Ed.), Academic Press, 1963.

Eglinton, G. and Hamilton, R. J.: Leaf Epicuticular Waxes, *Science*, 156, 1322-1335, 1967.

Eglinton, T. I. and Eglinton, G.: Molecular proxies for paleoclimatology, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 275, 1-16, 2008.

Elias, V. O., Simoneit, B. R. T., and Cardoso, J. N.: Even N-Alkane Predominances on the Amazon Shelf and A Northeast Pacific Hydrothermal System, *Naturwissenschaften*, 84, 415-420, 1997.

Erbacher, J., Mosher, D. C., and Malone, M. J.: Site survey and underway geophysics: Demerara Rise, Leg 207, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 207, 2004.

Gibbs, A. G.: Lipid melting and cuticular permeability: new insights into an old problem, *Journal of Insect Physiology*, 48, 391-400, 2002.

Hammond, D. S.: Tropical forests in Guiana Shield, CABI Publishing, 2005.

Hughen, K. A., Eglinton, T. I., Xu, L., and Makou, M.: Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes, *Science*, 304, 1955-1959, 2004.

Killops, S. D. and Frewin, N. L.: Triterpenoid diagenesis and cuticular preservation, *Org. Geochem.*, 21, 1193-1209, 1994.

Lambs, L., Muller, E., and Fromard, F.: The Guianese paradox: How can the freshwater outflow from the Amazon increase the salinity of the Guianan shore?, *JHyd*, 342, 88-96, 2007.

Markgraf, V.: Palaeoclimates in central and south America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records, *Quaternary Sci. Rev.*, 8, 1-24, 1989.

Marlowe, I. T., Brassell, S. C., Eglinton, G., and Green, J. C.: Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and the fossil coccolith record of marine sediments, *ChGeo*, 88, 349-375, 1990.

Marlowe, I. T., Green, J. C., Neal, A. C., Brassell, S. C., Eglinton, G., and Course, P. A.: Long chain (n-C37-C39) alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and other lipids and their taxonomic significance, *British Phycological Journal*, 19, 203-216, 1984b.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., De Abreu, L., Hutterli, M. A., and Stocker, T. F.: Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin, *Science*, 317, 502-507, 2007.

Masson, S. and Delecluse, P.: Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26, 137-142, 2001.

McIntyre, A. and Bé, A. W. H.: Modern coccolithophoridae of the atlantic ocean—I. Placoliths and cyrtoliths, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 14, 561-597, 1967.

Muller-Karger, F. E., McClain, C. R., and Richardson, P. L.: The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56-59, 1988.

Müller, P. J., Kirst, G., Ruhland, G., Von Storch, I., and Rosell-Mele, A.: Calibration of the alkenone paleotemperature index U37 K based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S), *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 1757-1772, 1998.

Parra, M. and Pujos, M.: Origin of late Holocene fine-grained sediments on the French Guiana shelf, *CSR*, 18, 1613-1629, 1998.

Pelejero, C. and Grimalt, J. O.: The correlation between the 37k index and sea surface temperatures in the warm boundary: The South China Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 4789-4797, 1997.

Poynter, J. and Eglinton, G.: The biomarker concept - strengths and weaknesses, *J. Anal. Chem.*, 339, 725-731, 1991.

Prahl, F. G., Muehlhausen, L. A., and Zahnle, D. L.: Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2303-2310, 1988.

Prahl, F. G. and Wakeham, S. G.: Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment, *Nature*, 330, 367-369, 1987.

Rommerskirchen, F., Eglinton, G., Dupont, L., Güntner, U., Wenzel, C., and Rullkötter, J.: A north to south transect of Holocene southeast Atlantic continental margin sediments: Relationship between aerosol transport and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 4, 2003.

Rosell-Melé, A., Eglinton, G., Pflaumann, U., and Sarthein, M.: Atlantic core-top calibration of the U37K index as a sea-surface palaeotemperature indicator, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3099-3107, 1995.

Sawada, K. and Shiraiwa, Y.: Alkenone and alkenoic acid compositions of the membrane fractions of *Emiliana huxleyi*, *Phytochemistry*, 65, 1299-1307, 2004.

Scourse, J., Marret, F., Versteegh, G. J. M., Jansen, J. H. F., Schefuß, E., and van der Plicht, J.: High-resolution last deglaciation record from the Congo fan reveals significance of mangrove pollen and biomarkers as indicators of shelf transgression, *Quaternary Res.*, 64, 57-69, 2005.

Shipboard Scientific Party: Shipboard Scientific Party MD132-PICASSO, IMAGES XI Cruise Report, 2003. 2003.

Sikes, E. L. and Volkman, J. K.: Calibration of alkenone unsaturation ratios (Uk'37) for paleotemperature estimation in cold polar waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1883-1889, 1993.

Versteegh, G. J. M., Schefuß, E., Dupont, L., Marret, F., Sinninghe Damsté, J. S., and Jansen, J. H. F.: Taraxerol and Rhizophora pollen as proxies for tracking past mangrove ecosystems, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, 411-422, 2004.

Volkman, J. K., Barrerr, S. M., Blackburn, S. I., and Sikes, E. L.: Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 513-520, 1995.

Volkman, J. K., Eglinton, G., Corner, E. D. S., and Sargent, J. R.: Novel unsaturated straight-chain C₃₇ • C₃₉ methyl and ethyl ketones in marine sediments and a coccolithophore *Emiliana huxleyi*, *PCE*, 12, 219-227, 1980.

CAPÍTOL 3

METODOLOGIA

3.1.- ANÀLISI DE COMPOSTOS LIPÍDICS NEUTRES

Les mostres de sediment del testimoni MD03-2616 s'analitzaren cada 3 cm en la major part del testimoni. Només quan fou necessari un augment de resolució es van analitzar amb més freqüència (per exemple, cada cm pel registre sedimentari dipositat a l'últim glacial). El procediment analític per determinar els compostos orgànics fòssils (*n*-alcan-1-ols, *n*-alcans, esterols i C37-alquenones) és el que es va optimitzar al laboratori de paleoclimatologia de l'IDAEA-CSIC (Villanueva et al. 1997, Villanueva et al. 1997a, Villanueva and Grimalt 1997b).

Una vegada s'ha extret el sediment del tub de PVC i posat en els vials, les mostres es congelen per liofilitzar-les i així extreure l'aigua. Una vegada liofilitzades (fig.3.1a,b) es guarden per a una anàlisi posterior.

El procediment d'extracció comença amb la pesada. Es pesa la quantitat de sediment necessària en funció del que s'hagi d'analitzar i la quantitat de compostos que hi hagi al sediment. En el cas d'aquest estudi el pes ha variat entre 2.5 i 3.0 g de sediment sec. Un cop pesat s'afegeix al sediment una mescla de patrons que serveix per quantificar i que inclou (*n*-nonadecan-1-ol, *n*-hexatriacontà i *n*-dotetracontà). Després es fa una extracció sòlid-líquid (fig.3.1c). Per fer aquesta extracció s'afegeixen 6 mL de diclorometà, s'agiten en un vòrtex (fig.3.1d) i després es porten les mostres al bany d'ultrasons (fig.3.1e) per obtenir una barreja homogènia. Un cop es treuen del bany es centrifuguen (fig.3.1f) per separar bé les dues fases i es transporta la fase líquida a un altre tub on es redueix el volum sota atmosfera de N₂ i s'acumulen els extractes següents. Les extraccions es tornen a repetir fins a tres cops en total. Una vegada s'han efectuat totes les extraccions es redueix el volum de l'extracte a sequedat sota l'atmosfera de N₂ (fig.3.1g).

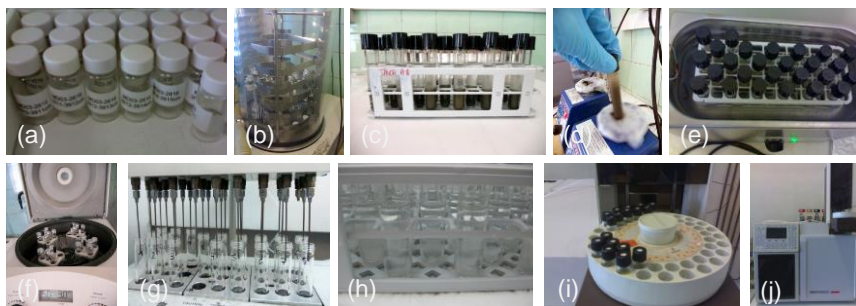


Fig.3.1.- Procediment d'anàlisi.

(a) mostres preparades per liofilitzar, (b) liofilitzadora en funcionament amb mostres, (c) mostres amb sediment i diclorometà, (d) procediment d'homogeneïtzació de les mostres amb el vòrtex, (e) bany d'ultrasons, (f) centrifugat de les mostres, (g) evaporació sota atmosfera de N_2 , (h) extracció líquid-líquid, (i) vials per injectar, (j) cromatògraf de gasos acoblat a un FID.

Un cop es té l'extracte sec s'afegeixen 100 μ L de toluè i es vorteja. Després d'haver afegit el toluè, s'afegeixen 2 mL hidròxid potàssic al 10% diluït en metanol per fer un *clean-up* i eliminar les possibles interferències degudes a àcids carboxílics i èsters de ceres. Es deixa reposar tota la nit.

Després de la reacció s'afegeixen unes gotes d'aigua MiliQ a la fase saponificada amb els compostos neutres i s'extreu amb hexà (2mL, fig.3.1h) després d'agitació en un bany d'ultrasons 15 min i vòrtex. Aquest procediment es repeteix dues vegades més. Amb els extractes se segueix el mateix procediment que anteriorment, és a dir, evaporar fins quasi sequedat i en la última extracció a sequedat. Un cop sec es transfereix a un vial de 1.5 mL amb una dissolució de diclorometà/hexà (8:2, en 3 rentades successives). S'evaporen els vials a sequedat i es reconstitueixen amb toluè i BSTFA (bis(trimethylsilyl) trifluoroacetamida)) en proporció 1:1. Aquests vials són les mostres que s'analitzaran per cromatografia de gasos (fig.3.1i).

Les mostres s'analitzaren en un cromatògraf de gasos model Varian 3800 (fig.3.1j) equipat amb una columna capil·lar CPSIL-5 CB amb recobriment interior de 100% dimethylsiloxà (amb film de gruix de 0.12 mm). El gas

portador utilitzat fou hidrogen (50 cm/s). El forn del cromatògraf estava programat per seguir una rampa de temperatura: des de 90°C a 170°C a 20°C/min, llavors fins a 280°C a 6°C/min (mantenint 35 min), i fins a 300°C a 10°C/min (mantenint durant 7 min) i finalment a 300°C a 10°C/min (mantenint 3 min). L'injector es programà a 90°C (mantenint durant 0.3min) fins a 320°C a 200°C/min (mantenint durant 20 min). El detector utilitzat és un detector d'ionització de flama. La temperatura de treball del detector fou constant i a 320°C.

Una vegada injectat l'extracte el cromatograma que s'obté és com el mostrat a la fig.3.2.

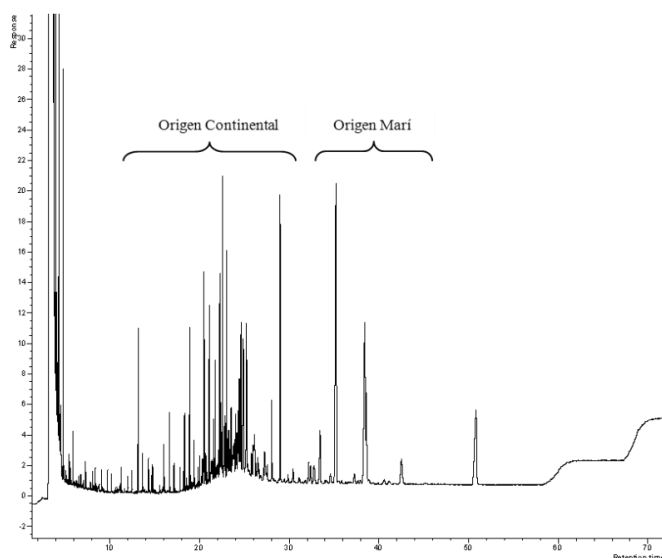


Fig.3.2.- Cromatograma típic de les mostres analitzades.

Es poden veure els pics que corresponen als compostos analitzats i el seu origen

Algunes mostres se seleccionaren per anàlisi per cromatografia de gasos acoblada a espectrometria de masses amb un Thermo DSQ II Instruments. La columna utilitzada fou una CPSIL-5 CB amb heli com a gas portador. Les condicions de treball són les mateixes descrites pel GC-FID. Els espectres s'adquiriren en mode d'impacte electrònic (70 eV), tot escanejant entre 50 i 700 unitats de massa en un cicle d'1s.

3.2.- CARBONI ORGÀNIC TOTAL (TOC)

Se seleccionaren 175 mostres representatives per fer una anàlisi del contingut en carboni orgànic. El sediment (0.5-1g) es liofilitzà i homogeneïtzà. Les mostres es tractaren amb 3 mL d'una dissolució de HCl (7%). La dissolució resultant es va centrifugar (3000 rpm) i es va decantar per eliminar la dissolució àcida. El sediment descarbonat es va neutralitzar amb aigua MiliQ fins a pH neutre.

Un cop neutralitzades les mostres es va congelar i es van tornar a liofilitzar per extreure l'aigua. El sediment es va analitzar en un *Carlo-Erba Elemental Analyzer (NA 1500)*, tot obtenint-se el %C i %N. El percentatge de CaCO₃ es va calcular mitjançant la diferència de pes entre el sediment carbonatat i descarbonatat sec.

3.3.- PURIFICACIÓ PER HPLC DELS EXTRACTES LIÍPICS.

Durant l'extracció i anàlisi de les mostres es va observar que hi havia certes mostres amb unes temperatures "anòmales". S'entén com anòmales mostres fredes (16°C, cosa mai assolida en tot el testimoni) durant períodes càlids i molt fredes durant el glacial (~5°C) cosa impossible en una zona tropical com la d'estudi. Aquestes mostres es van analitzar per GC-MS i es va observar que tenien un compost que sortia al mateix temps de retenció cromatogràfica que les alquenones (fig.3.3). Llavors es va procedir a aïllar-lo per poder quantificar les alquenones correctament.

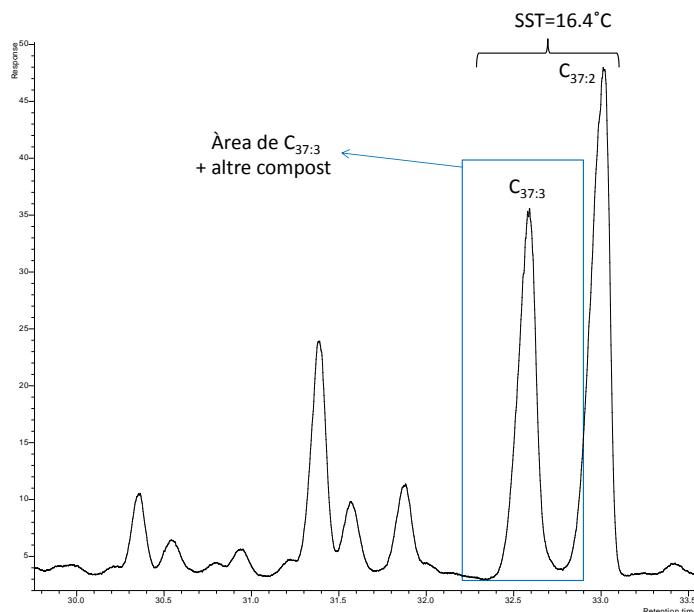


Fig.3.3.- Cromatograma d'una mostra per purificar amb HPLC.

Una vegada identificat per GC-MS el compost (una tipus de cera) i comprovat que no es podia separar per cromatografia de gasos, es va decidir separar-lo per cromatografia de líquids (HPLC).

El mètode utilitzat és el descrit per Fontal et al. (2015). El cromatògraf utilitzat estava format per un injector autosampler 1200 Agilent (fig.3.4), una bomba quaternària, una columna de fase normal (columna de sílice de 100°A, 25 cm × 0.4 cm i.d., 5 µm), un col·lector d'alíquotes, detector d'UV-visible i dissolvents.



Fig.3.4.- Cromatògraf de líquids

El procés d'extracció constà d'un gradient de dissolvents format per hexà, diclorometà i metanol. El gradient d'elució (fig.3.5) començà amb hexà (100%) durant 10 minuts, un cop assolit el 100% de diclorometà en d'hexà començà una rampa lineal de fins arribar a tenir un 100% en 10 minuts. Llavors començà una rampa de 5 minuts amb la introducció de metanol fins arribar a tenir un 5% de metanol i un 95% de diclorometà. Es mantingué aquesta composició durant 5 minuts. Després s'augmentà la proporció de metanol fins arribar al 10% amb una rampa de 2.5 minuts. Això es mantingué durant 7.5 minuts més. En aquest moment hi havia un 90% de diclorometà i un 10% de metanol. Llavors es féu una rampa per augmentar el diclorometà fins al 100% amb una rampa de 5 minuts i es mantingué 5 minuts més. Posteriorment es féu una rampa per netejar amb hexà de 5 minuts fins assolir un 100% d'hexà i es mantingué fins al final.

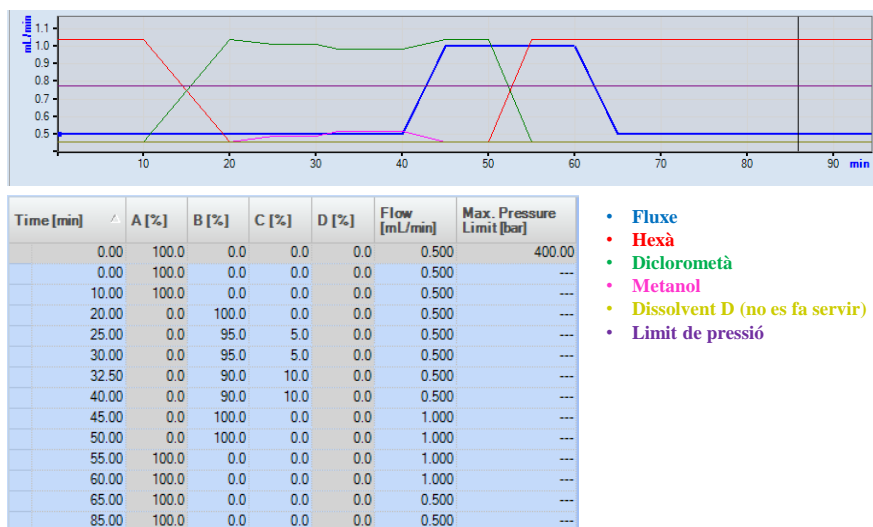


Fig.3.5.- Fluxos i dissolvents emprats.

Figura superior: esquema dels fluxos dels dissolvents. Figura inferior: percentatge dels dissolvents.

Es recolliren un total de 5 fraccions tal i com està descrit a la taula 3.1 que s'evaporaren a sequedat i es reconstruïren amb una dissolució 8:2 de diclorometà/hexà. Es tornà a evaporar i es reconstituïren amb BSTFA/toluè per a la seva anàlisi posterior per GC-FID.

Taula 3.1.- Temps i compostos recollits a les diferents alíquotes.

Temps	Alíquota	Compostos
5	1	Alcans
13.25	2	Alcohols lineals i esterols
21.75	3	Cetones
26	4	Alcohols i esterols desprotegits
35.34	5	-
40	-	-

BIBLIOGRAFIA CAPÍTOL 3

Fontal, M., van Drooge, B. L., López, J. F., Fernández, P., and Grimalt, J. O.: Broad spectrum analysis of polar and apolar organic compounds in submicron atmospheric particles, *Journal of Chromatography A*, 1404, 28-38, 2015.

Villanueva, J. and Grimalt, J. O.: Gas Chromatographic Tuning of the Uk'37 Paleothermometer, *Anal. Chem.*, 69, 3329-3332, 1997b.

Villanueva, J., Grimalt, J. O., Cortijo, E., Vidal, L., and Labeyrie, L.: A biomarker approach to the organic matter deposited in the North Atlantic during the last climatic cycle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 4633, 1997a.

Villanueva, J., Pelejero, C., and Grimalt, J. O.: Clean-up procedures for the unbiased estimation of C37 alkenone sea surface temperatures and terrigenous n-alkane inputs in paleoceanography, *Journal of Chromatography A*, 757, 145, 1997.

CAPÍTOL 4

**INTERACCIÓ ZONES TROPICALS-
ALTES LATITUDS DURANT L'ÚLTIM
CICLE CLIMÀTIC.**

Aquest capítol està basat en l'article publicat en la revista *Climate of the past*: “Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J. O., López-Otalvaro, G. E., Flores, J. A., and Sierro, F.: *Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years*, *Clim. Past*, 11, 1297-1311, doi:10.5194/cp-11-1297-2015, 2015” (veure annex C).

4.1.- MODEL D'EDAT

La regió de la Guaiana és una regió estratègica per la seva ubicació degut a l'aportació d'aigües del dos hemisferis transportades des del nord per la *NEC* i del sud per la *NBC* (fig.4.1). La hidrografia de la regió és complicada perquè a aquests dos corrents oceànics s'ha d'afegir la *ITCZ* (i el règim de vents associats, fig.4.1) amb la seva migració nord-sud anual (i canvi de vents predominants en la zona). Aquesta influeix directament en els corrents oceànics i en els cabals dels principals rius de la regió (riu Amazonas). La *GC* (que prové de la *NBC*) forma part del sistema de circulació oceànica conegut com *CTH* i per tant canvis en la intensitat d'aquest corrent podrien influir en les zones àrtiques degut al transport d'aigües més càlides i salines cap a l'Atlàntic nord (Schmidt et al. 2004, Ritz et al. 2013).

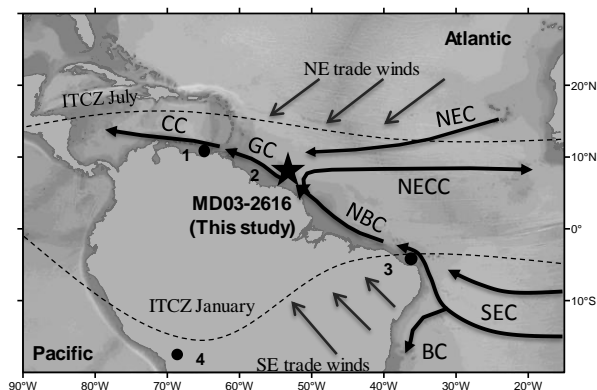


Fig.4.1.- Mapa de la regió on es mostren els diferents corrents, vents predominants, *ITCZ* i el testimoni d'estudi.

El model d'edat utilitzat en l'últim cicle climàtic està basat en la interpolació de 18 punts datats per diferents mètodes. Des de 5.9 ka fins a 34.5 ka els marcadors es corresponen a edats obtingudes en mesurar ^{14}C en foraminífers planctònics (*Globigerinoides sacculifer*). Aquestes edats es convertiren en anys de calendari amb el programa *Calib 7.0* i la corba *Marine13* (Reimer et al. 2013). L'edat reservori utilitzada pels càlculs fou de 284 anys i la Delta R = -15 ± 37 . Tant la Delta com l'edat de reservori s'obtingueren (dels punts més propers) de la base de dades de la web del programa Calib (<http://calib.qub.ac.uk/marine/>). Un dels punts (centímetre 148 = 26.8 ka) s'identificà com un “*reversal*” (punt amb una edat que no es correspon al centímetre que està ubicat). La decisió d'excloure aquest punt i no el següent es va prendre tenint en compte la corba d'isòtops bentònics $\delta^{18}\text{O}$ obtinguda de mostres d'*Uvigerina peregrina* i publicat prèviament (López-Otálvaro et al. 2009) i les dades de Stern i Lisiecki (Stern and Lisiecki 2014) que determina que la terminació I a les aigües intermèdies atlàntiques comença en un període comprès entre 16.8 i 18.3 ka.

El model d'edat dels punts més antics es construí per comparació entre la corba de $\delta^{18}\text{O}$ bentònics del testimoni MD03-2616 (López-Otálvaro, Flores et al. 2009) i la corba LR04 $\delta^{18}\text{O}$ (Lisiecki and Raymo 2005). Es va fer servir també un altre *pointer* (o marcador) que es correspon als 40 ka. Aquest punt és on té lloc la desaparició d'una espècie (*Pulleniatina obliquiloculata*) que està registrat al llarg dels oceans (Ericson and Wollin 1956, Kennett and Huddleston 1972, Prell and Damuth 1978, Vicalvi 1999, Peterson et al. 2000, López-Otálvaro, Flores et al. 2009) tot donant lloc al que es coneix com a biozona de transició Y (taula 4.1). La desaparició de *P. Obliq.* als oceans fou diferent depenent de la zona. Així al Golf de Mèxic va ser als 60 ka, al Mar Carib als 50 ka i a l'Atlàntic equatorial 35 ka (Prell and Damuth 1978). Aquesta transició es definí es definí entre els 40-42 ka a (Vicalvi 1999). López-Otálvaro, Flores et al. (2009) després d'estudiar la biostratigrafia del

testimoni MD03-2616 la determinaren a 40 ka igual que en el testimoni ODP942 localitzat en un àrea pròxima (Maslin et al. 2000).

Taula 4.1.- Punts de control usats per fer el model d'edat del testimoni MD03-2616.

El model s'ha realitzat tot assumint una taxa de sedimentació constant entre els diferents punts de control. La datació per radiocarboni es va fer al *Poznan Radiocarbon Laboratory* (Poz-code, Poznan, Polònia). Les edats calibrades es van obtenir fent servir el programa *Calib* i la base de dades *Marine 13* (Reimer, Bard et al. 2013); una edat de reservori de 284 anys i una Delta R de -15 ± 37 . La desaparició de *Pulleniatina obliquiloculata* es dona al centímetre 288 (López-Otálvaro, Flores et al. 2009) i els punts LR04 corresponen a la comparació amb la corba isòtops bentònics publicada per Lisiecki and Raymo (2005).

Profunditat (cm)	Tipus de mostra	Edat radiocarboni (ka)	Edat calibrada (ka)	Error (ka)
1	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22473)	5.490 ± 0.035	5.898	0.066
28	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22474)	10.610 ± 0.050	11.940	0.127
76	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22476)	12.090 ± 0.050	13.548	0.088
148	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22477)	22.890 ± 0.130	26.821	0.212
176	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22478)	19.010 ± 0.090	22.477	0.097
212	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22480)	26.370 ± 0.180	30.249	0.298
260	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22481)	30.950 ± 0.300	34.500	0.271
288	<i>P. obliquiloculata</i>	Y interval	40.000	2.000
384	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	55.000	4.000
474	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	66.300	4.000
499	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	69.500	4.000
557	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	73.600	4.000
701	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	86.700	4.000
769	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	89.500	4.000
873	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	96.000	4.000
1077	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	103.000	4.000
1213	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	110.000	4.000
1329	<i>U.Peregrina</i>	LR04 stack	129.000	4.000

4.2.- TAXA DE SEDIMENTACIÓ.

El model d'edat s'ha realitzat com s'ha comentat en l'apartat anterior fent servir edats datades per ^{14}C i per comparació amb corbes d'isòtops de referència. Les taxes de sedimentació (en anglès *sedimentation rate* (SR)) a la regió de la Guaiana estan principalment influïdes pel riu Amazones (Govin et al. 2014). Durant els últims dos interglacials estudiats en aquest capítol la sedimentació va ser baixa (Holocè $3.5 \text{ cm}^2/\text{ka}$ i penúltim interglacial $4.5 \text{ cm}^2/\text{ka}$, fig.4.2H).

El complex format pel MIS5 (5a, 5b, 5c, 5d) té una taxa de sedimentació més elevada (valors superiors a $10 \text{ cm}^2/\text{ka}$) tot arribant a un màxim que es correspon amb el MIS 5d ($29 \text{ cm}^2/\text{ka}$). El període glacial començà amb una reducció de la taxa de sedimentació degut al nivell del mar baix durant aquest període (MIS4 i MIS 3) que comporta que el riu Amazones queda canalitzat pel solc que es forma a la desembocadura tot deixant anar el sediment directament al con de dejecció (en anglès *Amazon fan*). Tot i aquesta reducció en la quantitat de sediment que arribava era d'uns $8 \text{ cm}^2/\text{ka}$ i per tant similar a la dels interglacials. Aquesta taxa de sedimentació tenia a més un patró similar a altres testimonis de la regió com l'ODP942 (Maslin et al. 2012). El punt màxim durant aquests 140,000 anys fou $30 \text{ cm}^2/\text{ka}$ i es correspon a un pic de cabal al riu Amazones que fou degut al desglaç dels Andes (Thompson et al. 1998, Maslin, Ettwein et al. 2012).

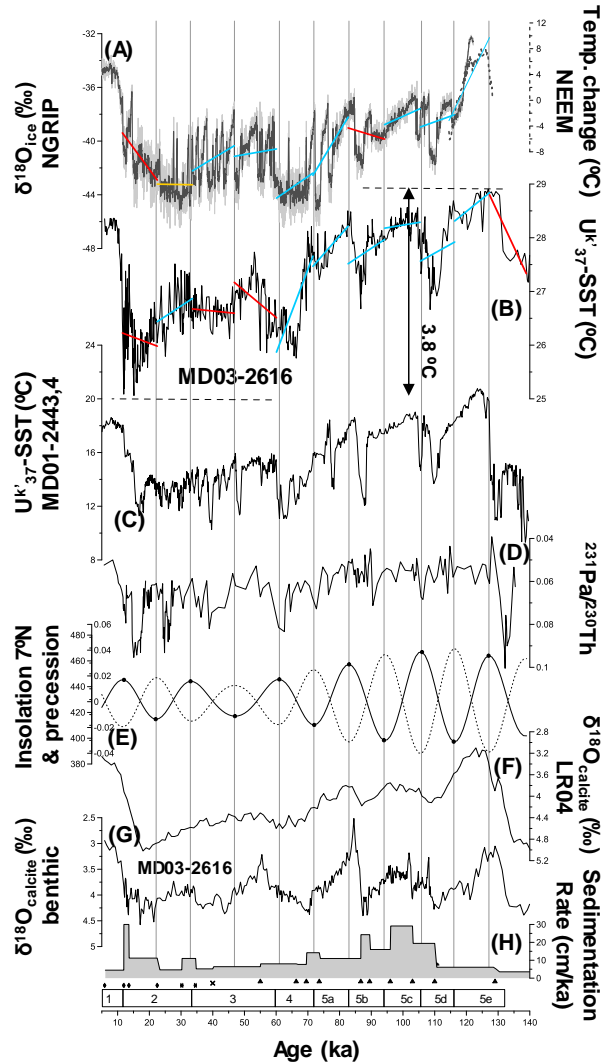


Fig.4.2.- Temperatures (SST) de Guaiana vs Groenlàndia i canvis orbitals.

(A) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) NGRIP (amb el model d'edat GICC05; (Wolff, Chappellaz et al. 2010, Svensson et al. 2011)) i canvis de temperatura de NEEM (línia puntejada; (NEEM community members 2013)), (B) MD03-2616 $U^{k'}_{37}\text{-SST}$ (aquest estudi), (C) MD01-2443,4 $U^{k'}_{37}\text{-SST}$ (Martrat, Grimalt et al. 2007), (D) Corba $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (McManus et al. 2004, Bohm et al. 2015), (E) Canvis precessionals (línia puntejada) que són inversament proporcionals a la insolació a 7°N (línia sòlida, (Berger 1978)). Els cercles indiquen els màxims i mínims d'insolació al solstici de Juny a 7°N ; (F) Corba d'isòtops bentònics LR04 (Lisiecki and Raymo 2005); (G) MD03-2616 $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ bentònics (López-Otálvaro, Flores et al. 2009); (H) Taxa de sedimentació (aquest estudi). Els punts de control són els explicats a la taula 1, on els punts es corresponen a ^{14}C , la "x" a biostratigrafia i els triangles a isòtops bentònics.

4.3.- PATRÓ DE SST DURANT ELS PERÍODES GLACIALS/INTERGLACIALS

Les temperatures del testimoni MD03-2616 tenen un patró glacial/interglacial ben definit. Si es fa servir la terminologia dels estadis isotòpics marins (en anglès, *marine isotopic stages* (MIS)) tenim l'últim complex interglacial MIS5e-a (de 127.3 a 71.6 ka BP) i els estadis glacials del MIS4 al MIS2 (des de 71.6 fins a 11.5ka BP). Les temperatures obtingudes de les alquenones oscil·len entre els 25.1°C al MIS2 i els 28.9 °C al MIS5e (fig.4.2B).

La distribució d'alquenones trobada a les mostres d'aquest estudi es correspon a la distribució de C₃₇ metil cetones, C₃₈ metil i etil cetones, C₃₉ metil i etil cetones i C₄₀ etil cetones. Aquesta distribució anomenada tipus A en estudis previs (López and Grimalt 2006, Grimalt and Lopez 2007), es troba àmpliament en sediments marins amb una correspondència entre les SST i $U_{37}^{k'}$ que no depèn de canvis en la salinitat. En canvi, la distribució tipus B hi ha una relació entre la posició del carbonil i la paritat de la cadena tant en les etil com les metil cetones i pels homòlegs parells i senars respectivament. Aquesta distribució es troba en ambients amb salinitat inferior a l'aigua marina (López and Grimalt 2006, Grimalt and Lopez 2007). La independència de la salinitat de les temperatures obtingudes de les alquenones és consistent amb els resultats obtinguts prèviament a un estudi del nanoplàncton al mateix testimoni (López-Otálvaro, Flores et al. 2009) on les espècies no mostraven cap dependència amb els canvis de salinitat.

L'amplitud de SST glacial-interglacial és de 3.8°C, aquesta pot semblar petita en comparació amb latituds altes però és semblant a l'observada a altres zones tropicals com el sud de la Xina, 2.8°C (8°N; (Pelejero et al. 1999)), el nord-est del Brasil, 2.8°C (4°S; (Jaeschke et al. 2007)) o l'est del Pacífic, 2.8°C (0°N-1°S (Dubois et al. 2014)). Com en altres estudis, l'amplitud glacial-

interglacial es correspon a l'amplitud màxima al llarg del registre. La part superior del testimoni es correspon al MIS1 (començant a 5.9ka BP) amb una temperatura mitjana de 28.3°C (menys càlida que durant l'interglacial anterior, fig.4.2B). El MIS2 fou el període més fred de tot l'interval estudiat amb 25.1°C de mínima i una temperatura mitjana de 26.5°C. En el LGM (de l'anglès *last glacial maximum*, últim màxim glacial) la temperatura fou el 26.2°C de mitjana (+0.6°C més càlid que altres punts estudiats de la base de dades MARGO per la mateixa zona (Members 2009). Els sub-estadis MIS5d i MIS5b són identificables per la baixada de temperatures fins als 26.7°C. El MIS4 amb 25.8°C va ser més fred que el MIS3 (26.7°C) i similar al MIS 2 (26.5°C).

Les SSTs del testimoni analitzat, mostren un paral·lelisme amb els canvis de temperatura observats a Groenlàndia durant els dos últims interglacials (MIS1 i MIS5e) i durant els interestadials llargs i càlids (MIS5d-a).

4.4.- CANVIS ABRUPTES EN LES SSTs

S'han analitzat un total de 576 mostres corresponent al període estudiat en aquest capítol amb una resolució de 210 anys. La resolució al període on hi ha datació de radiocarboni es també de 210 anys. L'únic moment en què la resolució és menor és el període corresponent a 23.8-29.8 i 35.2-39.6 on puja a 400 anys. Els períodes corresponents al YD i HS tenen com a mínim 6 mostres. La resolució en aquests últims és similar a la trobada en altres testimonis com poden ser les coves de l'oest de l'Amazònia (fig.4.3E i 3F).

Estudis previs han identificat canvis abruptes basats en una relació de canvi associada a la desglaciació (Rahmstorf 2003, Martrat et al. 2004). Al testimoni de Guaiana, aquest interval presenta un ràtio de canvi de $+2^{\circ}\text{C/ka}$ (3.1°C en 1550 anys, fig.4.3C; taula 4.3)). Per tant, un canvi abrupte, es defineix (a la Guaiana) com un escalfament/refredament de més de 0.5°C (valor absolut) i a una velocitat de més de 2°C/ka (tenint en compte que hi hagi un mínim de 3 punts). La major part dels esdeveniments abruptes es produeixen durant els períodes glacials (on hi ha més inestabilitat climàtica). Alguns dels més rellevants es troben durant les transicions d'un estadi a un altre com per exemple: MIS5d ($+2^{\circ}\text{C}$), MIS5b ($+3.5^{\circ}\text{C}$), MIS4 (-3.5°C), durant l'inici del MIS3 ($+2.2^{\circ}\text{C}$) i al MIS2 ($+5.1^{\circ}\text{C}$ o -3.3°C) que es corresponen al B/A i al YD (fig.4.3B, fig.4.4B, taula 4.3).

La variació intraMIS5e prèviament mostrada en altres estudis (Oppo, Keigwin et al. 2001, Oppo et al. 2006) es pot trobar també a la Guaiana (fig.4.4B). Les temperatures segueixen els esdeveniments que es donen a Groenlàndia des del MIS5c fins al MIS5a (*Greenland Stadial* (GS) i *Greenland interstadial* (GI) des del 25 fins al 19). Normalment els canvis de temperatura no excedeixen els 0.5°C però hi ha excepcions com el GS-24 (esdeveniment fred C23; (McManus et al. 1994, McManus et al. 2002)), GS-22 (esdeveniment fred C21; (McManus, Bond et al. 1994, McManus, Oppo et al. 2002)) i GS-25 (esdeveniment fred C24; (McManus, Bond et al. 1994, McManus, Oppo et al.

2002)). Les transicions del MIS5a al MIS4 i del MIS3 al MIS2 foren abruptes (-1.5°C en 400 anys, taula 4.3) i van suposar una gran inestabilitat climàtica amb escalfaments i refredaments constants (en menys de 2.ka). La transició al MIS3 va començar amb un escalfament ràpid ($+1.4^{\circ}\text{C}$ en 600 anys) i una variabilitat alta (fig.4.3B). La part final del MIS2 presenta un patró escalfament (fig.4.2B; taula 4.2) interromput per episodis diferents de refredaments a 17.5ka (-1.4°C) i 11.8ka (-1.6°C) que podrien correspondre amb els H1 i YD descrits en altes latituds, respectivament (fig.4.3B).

El criteri esmentat prèviament és el que s'ha seguit per comparar la variabilitat mil·lenària de les temperatures de Guaiana i les corbes d'isòtops obtingudes de la calcita de les espeleotemes de coves tropicals ((Mosblech et al. 2012, Cheng et al. 2013) en les que esdeveniments a escala sub-mil·lenària s'identifiquen amb un patró similar als D-O de Groenlàndia (fig.4.3E, F). Les coves i les SST de Guaiana tenen un patró similar degut a la seva influència tropical.

4.5.- DISCUSSIÓ

4.5.1.- CONNEXIONS RÀPIDES TRÒPICS-ZONES POLARS DURANT ELS PERÍODES CÀLIDS I ESTABLES.

Durant els últims dos interglacials (MIS1 i MIS5e) i el llarg interestadial (MIS5d-a) Groenlàndia i Guaiana van experimentar refredaments paral·lels (fig.4.2A-B). En canvi durant el MIS5b (82.7ka) van presentar un canvi on el patró és invers (el pol nord s'escalfa i Guaiana es refreda). El fet que les SSTs del MIS5e (28.9°C) fossin més altes que les de l'Holocè (28.3°C) confirma l'observat en altres testimonis tot suggerint una modulació deguda a la precessió malgrat les diferències entre els dos interglacials ((Martrat et al. 2014), fig.4.3B. 4B). En testimonis del nord Atlàntic s'ha observat que els interglacials són anormalment llargs (continuen sent càlids després del mínim d'insolació, 116.3ka; taula 4.2). Això s'ha atribuït a un enfortiment de la CTH (McManus, Oppo et al. 2002). S'observen caigudes prominents en la temperatura al voltant del MIS5b i MIS5d, que són característics del Atlàntic nord, i es donen després d'un màxim de precessió (insolació mínima, fig.4.4C). El MIS5b comprèn un dels refredaments més importants al Sud d'Europa tal i com van registrar les seqüències de pol·len (Tzedakis et al. 2003) que evolucionen com els gels acumulats al casquet escandinau (Svendsen et al. 2004). Aquest increment del volum de gel va impedir el drenatge dels rius cap al nord formant grans llacs glacials al nord (Krinner et al. 2004). Durant aquests esdeveniments freds (MIS5c, d i els estadials dels D/O) els casquets de gel augmentaren, això va fer que els alisis del nord s'enfortissin tot afectant al corrent de la Guaiana i el seu transport de calor cap al nord (Maslin 1998, Chiang and Bitz 2005). En aquestes condicions d'alisis forts, la ITCZ va canviar la seva posició més a prop de l'equador. Aquesta migració al sud de la ITCZ i l'afebliment de la GC van permetre que la NEC refredés la zona de la Guaiana i el Mar Carib (Schmidt, Spero et al. 2004).

Tant els períodes càlids MIS5a i MIS5c a Groenlàndia com els dos interglacials van suposar un retrocés dels gels i un gradient menor de SST a

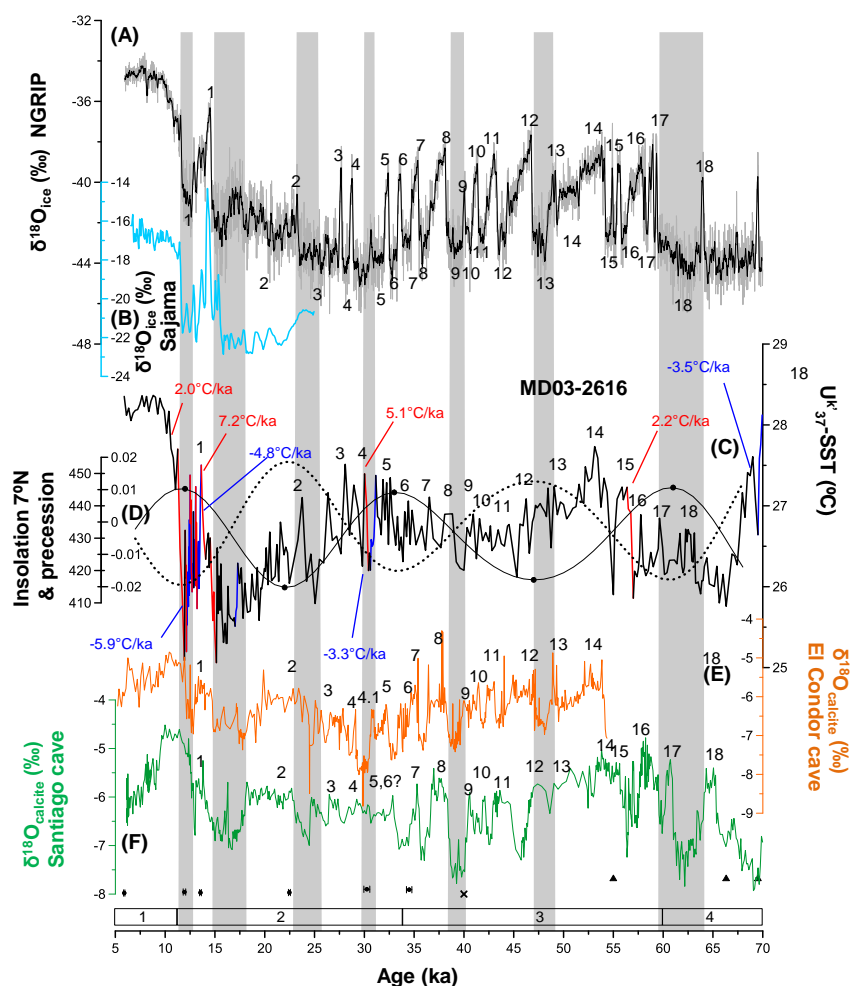


Fig. 4.3.- Canvis abruptes durant els MIS4, MIS3 i MIS2.

(A) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) mesurat en NGRIP ((North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff, Chappellaz et al. 2010), (B) Testimoni de gel de Sajama (Thompson, Davis et al. 1998). (C) MD03-2616 $U^k_{37}\text{-SST}$ (aquest estudi). (D) Precessió (línia de punts) i insolació diària (línia sòlida a 7°N durant el solstici d'estiu (Berger 1978). (E) $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcite}}$ cova El Còndor (Cheng, Sinha et al. 2013) (F) $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcite}}$ Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012). Els canvis abruptes s'identifiquen al testimoni MD03-2616 com una transició més ràpida de 2°C/ka i amb una intensitat absoluta igual o superior a 0.5 °C (taula 4.3). Les línies vermelles i blaves representen els escalfaments i refredaments, respectivament.

l'Atlàntic tot reduint la força dels vents i permetent a la ITCZ una migració més al nord. Això féu que els alisis del sud arribessin més enllà de l'equador i impulsessin el corrent de la Guaiana tot augmentant el transport de calor cap al nord. Aquest transport cap al nord es pot observar a la fig.4.2C on l'AMOC és actiu i les temperatures de la Guaiana i Groenlàndia són càlides.

S'observen tendències oposades entre Guaiana i Groenlàndia durant el MIS3 i els inicis del MIS2 (taula 4.2). Del MIS4 al MIS2, les oscil·lacions D/O predominen en el patró de variabilitat climàtica observat (figs.4.3A, 4.4A).

Taula 4.2.- Tendències entre màxims de precessió i mínima.

Tendències entre màxims de precessió i mínima i viceversa durant els estadis isotòpics marins MIS5e a MIS2 a Groenlàndia (North Greenland Ice Core Project members 2004), Guaiana Basin (MD03-2616; aquest estudi), Cariaco Basin (ODP 1002C; (Peterson, Haug et al. 2000)) i al marge del nord-est de Brasil (GeoB-3910; (Jaeschke, Rühlemann et al. 2007)). N és el número de mostres utilitzades per calcular la tendència.

MIS	Edat	NGRIP		MD03-2616		ODP 1002		GeoB-3910	
	(ka BP)	‰/ka	N	°C/ka	N	°C/ka	N	°C/ka	N
2	de 22.5 a 11.5	0.32	551	0.02	104	0.19	309	0.15	54
	de 33.6 a 22.5	0.01	556	-0.04	41	-0.09	248	-0.06	43
3	de 46.8 a 33.6	-0.13	661	0.01	40	0.07	355	0.03	72
	de 60.1 a 46.8	-0.04	666	0.05	62	0.43	300	0.02	47
4	de 71.6 a 60.1	-0.16	576	-0.16	63	-0.26	192		
5a	de 82.7 a 71.6	-0.38	556	-0.07	38	-0.14	117		
5b	de 94.2 a 82.7	0.08	576	-0.04	50				
5c	de 105.4 a 94.2	-0.11	561	-0.01	81				
5d	de 116.3 a 105.5	-0.08	541	-0.03	45				
5e	de 127.3 a 116.3	-1.27	300	-0.05	21				

Els canvis mostrats a les SSTs estan fortament modulats per la insolació i la precessió (fig.4.3C, 4.4C). La baixada de temperatura més important al llarg del testimoni fou de -2.2°C que va ser molt més petita que l'observada en testimonis a l'Atlàntic nord, com per exemple al marge ibèric -10°C (Bard et al. 2000, Martrat, Grimalt et al. 2007) o -6°C al mar d'Alboran (Cacho,

Grimalt et al. 1999, Martrat, Grimalt et al. 2004). L'amplitud menor de canvi en les temperatures és a la vegada consistent amb altres testimonis de regions tropicals.

Durant els estadis finals de l'última desglaciació, les SSTs del MD03-2616 recorden les oscil·lacions observades a Groenlàndia (North Greenland Ice Core Project members 2004) amb estructures similars al B/A i al H1 respectivament (fig.4.3A i C).

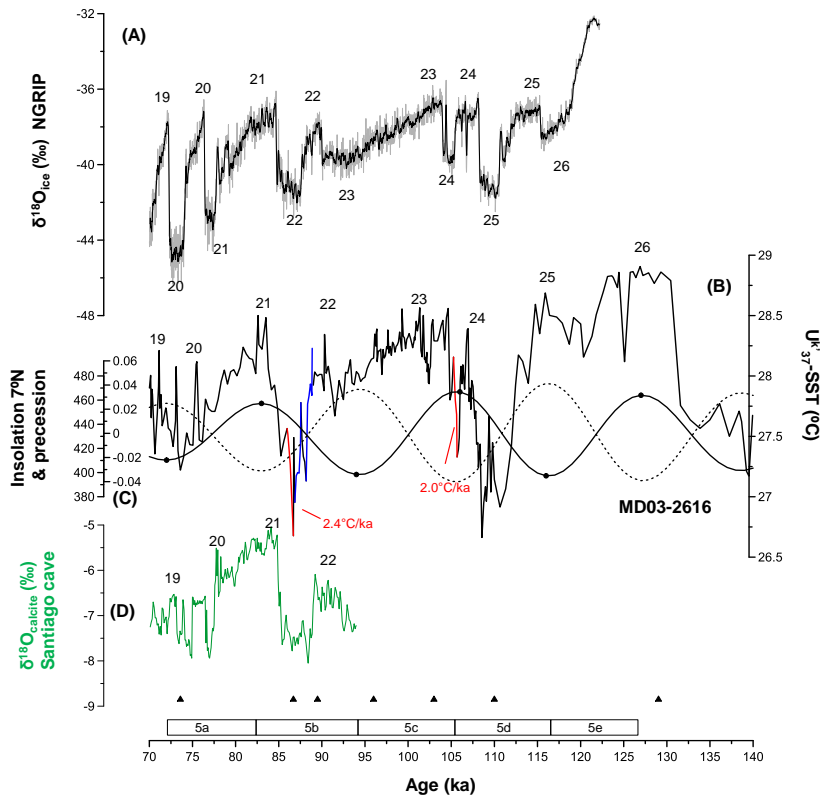


Fig.4.4.- Canvis abruptes durant els MIS4, MIS3 i MIS2.

(A) $\delta^{18}O_{ice}$ (‰) mesurat en NGRIP ((North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff, Chappellaz et al. 2010), (B) MD03-2616 $U^{k'}_{37}$ -SST (aquest estudi). (C) Precessió (línia de punts) i insolació diària (línia sòlida a 7°N durant el solstici d'estiu (Berger 1978). (D) $\delta^{18}O_{Calcite}$ Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012). Els canvis abruptes s'identifiquen al testimoni MD03-2616 com una transició més ràpida de 2°C/ka i amb una intensitat absoluta igual o superior a 0.5 °C.

Una vegada més els canvis van ser més petits en intensitat a la Guaiana que a testimonis més al nord com els del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007) però similars a latituds més pròximes com les observades a la conca de Senegal (Niedermeyer et al. 2009). Això és conseqüent amb la variabilitat de les SSTs en les regions tropicals. Els canvis en paral·lel de la Guaiana i Groenlàndia suggereixen un enfortiment de la CTH tot portant aigües de les regions tropicals cap al nord i contribuint així a l'escalfament de les altes latituds (Knorr and Lohmann 2003, Schmidt, Spero et al. 2004). S'esperaria que hi hagués connexions entre les SST de Guaiana i testimonis localitzats a la regió d'Agulhas per la influència que podria tenir aquesta en el corrent de la Guaiana (la GC prové de la NBC i aquesta del SEC, fig.4.1). El SEC és nodrit d'aigües del corrent d'Agulhas (Peterson and Stramma 1991, Bard and Rickaby 2009, Caley et al. 2014). L'enfortiment del corrent d'Agulhas i per tant, l'increment de sal a l'Atlàntic podrien haver contribuït en la intensificació de l'AMOC.

Prèviament s'han proposat canvis hidrològics com a resultat de la possible influència en la intensificació i desenvolupament de l'interglacial (Ganachaud and Wunsch 2000, Trenberth and Caron 2001). Malgrat això, SST influïdes pel corrent d'Agulhas (Bard and Rickaby 2009, Martínez-Méndez et al. 2010, Marino et al. 2013, Dyez et al. 2014) difereixen de les SSTs obtingudes al MD03-2616.

En canvi, l'acoblament entre les SST de Guaiana i les temperatures de Groenlàndia i testimonis de latituds mitges (Martrat, Grimalt et al. 2007) és consistent amb el model que descriu una dependència de l'AMOC en la variació de les temperatures atmosfèriques i marines a l'Atlàntic nord (Ritz, Stocker et al. 2013). Igualment, els canvis similars a Guaiana i Groenlàndia suggereixen que processos oceànics a Guaiana (una GC més intensa degut a una SEC més intensa) estan relacionats amb un enfortiment de l'AMOC durant els interglacials (MIS1 i MIS5) i els períodes càlids (MIS5d-a). Aquest comportament està relacionat directament amb l'amplificació de la CTH

degut al moviment de les aigües tropicals cap a l'Atlàntic nord tal i com s'ha observat al Mar Carib (Schmidt, Spero et al. 2004).

4.5.2.- CANVIS ABRUPTES EN SSTs TROPICALS DURANT INTERVALS DE TRANSICIÓ.

Hi ha canvis abruptes a l'Atlàntic nord durant el MIS3 (Martrat, Jimenez-Amat et al. 2014) i també a la regió de la Guaiana (però en menor intensitat, 1-1.5°C). Les SSTs de Guaiana mostren escalfaments/refredaments que recorden els D/O i els HE d'altres latituds. H1, H2, H3 i H4 formen les principals característiques d'aquest patró però amb una estructura tropical que fa que s'assemblin més amb els de les coves dels Andes (fig.4.3E, F). La majoria dels canvis abruptes (tal i com s'han definit prèviament) ocorren a la terminació (fig.4.3C; taula 4.3). Les SSTs mostren oscil·lacions diferents dintre del propi B/A. Aquesta peculiaritat s'ha trobat també dintre del testimoni de gel de Sajama (Bolívia, (Thompson, Davis et al. 1998)) cosa que és coherent amb lligams entre canvis climàtics a altes latituds altes, Amèrica central i del sud durant la última terminació (fig.4.3A-B).

S'identificà una gran variabilitat durant el YD. Tenint en compte que el YD resulta d'una afluença massiva d'aigua dolça a l'oceà Atlàntic, que causà una reducció important de l'AMOC (Broecker and Hemming 2001, Teller et al. 2002), és possible que aquesta gran quantitat d'aigua dolça modifiqués la circulació oceànica a l'Atlàntic tropical. La influència d'aquestes aigües del nord podrien haver tingut un efecte directe en la migració al sud de la ITCZ i en les SSTs de Guaiana. L'inici d'aquest període fred fou bastant abrupte a Guaiana, amb canvis de SST de -6°C/ka i variacions de 2°C.

Durant el glacial, les SST al testimoni MD03-2616 mostren una certa variabilitat, amb oscil·lacions de 0.5-1.2°C. Això representa el 30% del màxim de variabilitat en tot el període estudiat que es correspon a la transició interglacial/glacial (3.8°C). Aquest percentatge de canvi és menor que els

observats en altres punts de l'Atlàntic, com són Blake Outer Ridge (50% en ODP-1060, (López-Martínez et al. 2006)), marge ibèric (46% en MD01-2444, (Martrat, Grimalt et al. 2007) o en el Mar d'Alboran (40% en ODP-977, (Martrat, Grimalt et al. 2004) i 46% en MD95-2043, (Cacho, Grimalt et al. 1999)). La variabilitat mil·lenària en el MD03-2616 durant el MIS3 és per tant menor que la d'altres testimonis més al nord. Però això també seria esperable ja que canvis a altes latituds són més intensos que als tròpics degut a la interacció entre l'oceà i l'albedo degut al gel marí (Menviel, Timmermann et al. 2014).

4.5.3.- ÚLTIM GLACIAL: *SEE-SAW* ENTRE ELS TRÒPICS I GROENLÀNDIA.

Estudis previs publicats (que estan disponibles) permeten estudiar la tendència i els esdeveniments observats a Groenlàndia (fig.4.5A) i a Guaiana durant el glacial. Les tendències a llarg termini a la conca de Cariaco (Veneçuela, ODP-1002C, 10°N, 65°W; (Peterson et al. 2000) i 72 datacions de ^{14}C) estan en línia amb els canvis observats a Guaiana durant el mateix període de temps (fig. 4.5B, C). En el testimoni pròxim MD03-2622 (10°N, 65°W), els patrons de vegetació són consistents amb la variabilitat ràpida observada a Groenlàndia (González et al. 2008). Els canvis a Cariaco (en aquest cas la reflectància i vegetació) estan directament influenciats pels moviments latitudinals de la ITCZ que està relacionada amb els canvis registrats en les SSTs de la zona, com és el cas de la Guaiana. La comparació d'aquests dos proxies influenciats pel mateix procés climàtic dona informació sobre la consistència de la interpretació global dels resultats. Un altre testimoni amb SSTs (GeoB 3910-2, (Jaeschke, Rühlemann et al. 2007)) té el mateix patró que el testimoni de Guaiana. Això confirma la relació entre els testimonis tropicals i els polars tot i l'alta influència de la precessió en els resultats (fig.4.5D).

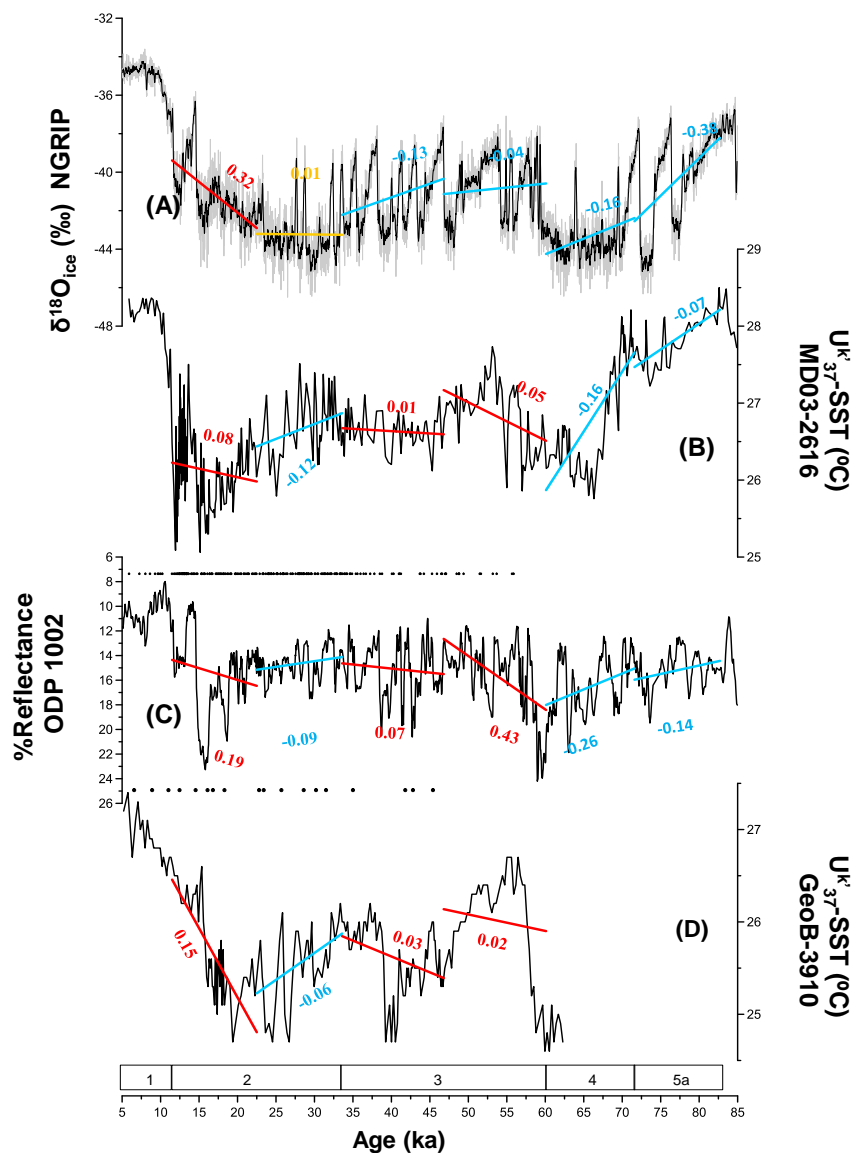


Fig.4.5.- See-saw entre Groenlàndia i Guaiana durant el glacial.

(A) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}} (\text{‰})$ mesurat en NGRIP ((North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff, Chappellaz et al. 2010), (B) MD03-2616 $\text{U}^{\text{k}}_{37}\text{-SST}$ (aquest estudi). (C) %Reflectància in ODP 1002, Cariaco (Peterson, Haug et al. 2000). (D) GeoB-3910 $\text{U}^{\text{k}}_{37}\text{-SST}$, nord-est Brasil (Jaeschke, Rühlemann et al. 2007). Les tendències entre màxims i mínims de precessió. Els números al costat de la línia de tendència es refereixen als valors de la taula 2. Les datacions de radiocarboni estan representades en la part superior de la gràfica tant en ODP 1002 com en GeoB-3910.

Testimonis lacustres d'Amèrica central com és el cas del llac Petén Itza (Guatemala, 17°N, 89W, (Hodell et al. 2008)), també mostren la variabilitat que es troba a Groenlàndia. Aquesta variabilitat a Guatemala és deguda a les migracions de la ITCZ. Models diferents mostren com perturbacions hidrològiques a l'Atlàntic nord degut al creixement dels casquets polars o a una descàrrega d'icebergs provoquen un desplaçament de la ITCZ cap al sud, cap a la regió tropical atlàntica (Chiang and Bitz 2005, Kageyama et al. 2013, Menviel, Timmermann et al. 2014). Aquest desplaçament al sud es troba registrat en reconstruccions diferents: palinològica (González, Dupont et al. 2008) i estudis de components litogènics (Ti/Ca, o Fe/Ca, aportament continental de matèria orgànica; (Peterson, Haug et al. 2000, Wang et al. 2004)). En testimonis de Brasil, per exemple, s'observen els polsos sedimentaris en paral·lel als HE (Jennerjahn et al. 2004, Nace et al. 2014). Per tant, la influència dels canvis detectats a Groenlàndia i l'Atlàntic nord arriben fins a l'equador i més enllà. Aquests resultats mostren, a més, que tant el clima al continent com l'oceà estan connectats amb les altes latituds.

GeoB3910-2 i MD03-2616 tenen la mateixa tendència a llarg termini (influència del SEC, fig.4.4C, D) però tenen a la vegada petites diferències (sobretot en el patró a curta distància) degut a la influència del NEC a la regió de Guaiana. El testimoni MD03-2616 es troba en la confluència de les aigües del nord (NEC) i les aigües del sud (NBC i SEC). Òbviament, totes dues corrents poden influir en les SSTs.

S'ha fet una comparació de temperatures ($U_{37}^{k'}$ -SST) de diversos testimonis involucrats en aquests corrents (Schneider and Müller 1999, Simon et al. 2013, Dyez, Zahn et al. 2014) i les temperatures de Guaiana (fig.5.5), tot i la diferència de resolució. Les temperatures de l'Atlàntic tropical, com és el cas del GeoB1105, són consistents amb el patró observat en SSTs de la regió d'Agulhas (Schneider et al. 1996). També tenen un cert paral·lisme amb els

Taula.4.3.- Llista de canvis abruptes de SST identificats en el testimoni MD03-2616.

Es defineixen com increments positius i negatius representats per ≥ 3 mostres, i que siguin més ràpids que la velocitat mitjana de desglaç durant la última desglaciació $+2^{\circ}\text{C/ka}$ (3.1°C en 1550 anys en aquest testimoni) i més alts que $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$.

MIS	Events	Inici Cm	Fi Cm	Inici Ka	Fi Ka	Inici °C	Fi °C	$\Delta^{\circ}\text{C}$	$\Delta \text{ ka}$	$^{\circ}\text{C/ka}$	Equivalència
2	1	28	25	11.94	11.27	25.09	27.70	2.6	0.7	3.9	YD/Holocè
	2	34	30	12.14	12.01	25.20	26.69	1.5	0.1	11.2	Intra YD
	3	51	45	12.71	12.51	25.94	27.38	1.4	0.2	7.2	Intra B-A
	4	66	62	13.21	13.07	25.73	27.24	1.5	0.1	11.3	Intra B-A
	5	82	77	14.08	13.63	26.34	27.50	1.2	0.4	2.6	Intra B-A
	6	94	87	15.15	14.52	25.06	26.60	1.5	0.6	2.5	HE1/B-A
3	7	214	211	30.42	30.02	26.20	27.39	1.2	0.4	3.0	GS5/GI4
	8	400	395	57.00	56.38	25.86	27.23	1.4	0.6	2.2	GS16/GI15
5	9	701	693	87.56	87.19	26.68	27.57	0.9	0.4	2.4	GS22/GI21
	10	1129	1121	105.68	105.27	27.33	28.16	0.8	0.4	2.0	GS24/G+I23
2	1	45	34	12.51	12.14	27.38	25.20	-2.2	0.4	-5.9	B-A/YD
	2	55	51	12.84	12.71	26.93	25.94	-1.0	0.1	-7.4	B-A/YD
	3	59	56	12.97	12.87	26.58	25.99	-0.6	0.1	-5.9	B-A/YD
	4	62	56	13.07	12.87	27.24	25.99	-1.3	0.2	-6.3	B-A/YD
	5	77	66	13.63	13.21	27.50	25.73	-1.8	0.4	-4.2	Intra B-A
	6	118	115	17.29	17.02	26.29	25.51	-0.8	0.3	-2.9	HE1
3	7	222	216	31.15	30.60	27.37	26.21	-1.2	0.5	-2.1	HE3
4	8	505	499	69.94	69.52	28.12	26.64	-1.5	0.4	-3.5	GI19/GS19
5	9	722	705	87.56	86.86	27.78	26.95	-0.8	0.2	-5.0	GI22/GS22
	10	754	737	88.88	88.18	28.23	27.13	-1.1	0.4	-3.0	GI22/GS22

testimonis localitzats en el marge del Brasil (regió del *nordeste*) (Weldeab et al. 2006, Jaeschke, Rühlemann et al. 2007) degut a la influència del SEC en el NBC i les aigües que porta aquest. La dinàmica de les SSTs a Agulhas s'ha atribuït a desplaçaments del front subtropical de l'hemisferi sud que coincideix amb períodes càlids al Sud d'Àfrica i l'Atlàntic occidental (De Deckker et al. 2012). El MD03-2616 mostra una variabilitat que és diferent a la del GeoB 3910-2 i en canvi més similar a la del testimoni del Senegal, el qual està sota

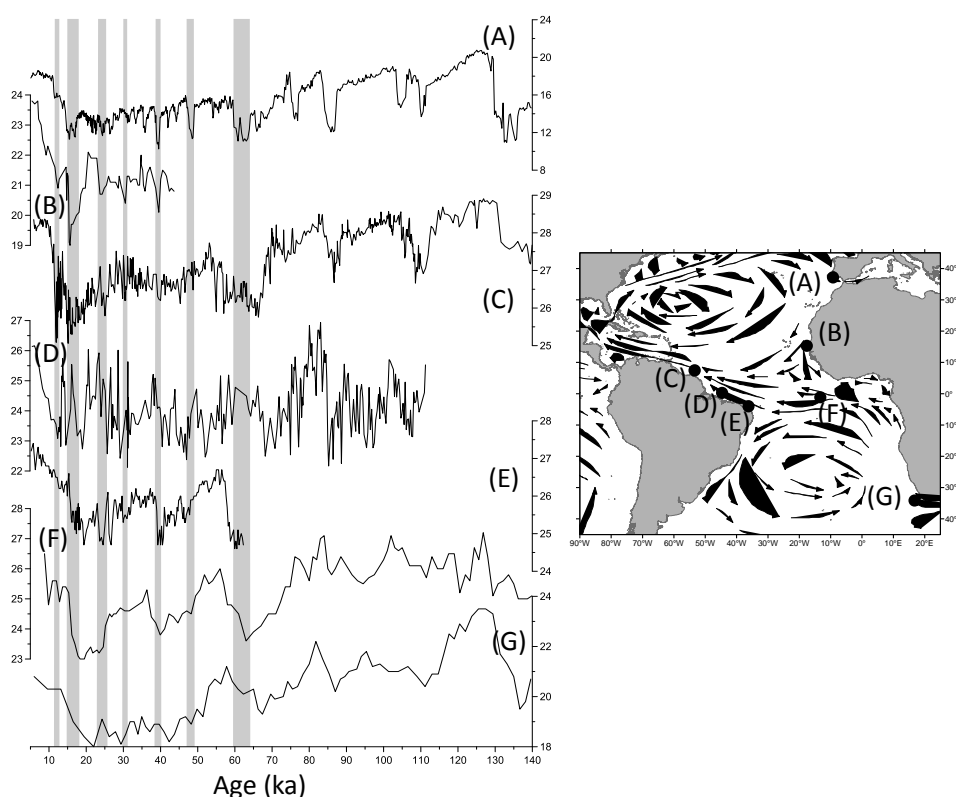


Fig.5.5.- Evolució de les SSTs en zones influïdes pels corrents que contribueixen a les SSTs de Guaiana (SEC i NEC).

(A) Uk'37-SST MD01-2343,4 (Martrat, Grimalt et al. 2007), (B) Uk'37-SST GeoB9508-5 (Niedermeyer, Prange et al. 2009), (C) Uk'37-SST MD03-2616 (aquest estudi), (D) Mg/Ca-SST CDH86 (Nace, Baker et al. 2014), (E) Uk'37-SST GeoB3910-2 (Jaeschke, Rühlemann et al. 2007), (F) Uk'37-SST GeoB1105 (Schneider, Müller et al. 1996), (G) Uk'37-SST GeoB 3603 (Schneider and Müller 1999).

la influència del NEC (Niedermeyer, Prange et al. 2009). Aquesta influència del nord és molt més clara durant l'interglacial, on MD03-2616 i MD01-2343 (Martrat, Grimalt et al. 2007) mostren un paral·lelisme molt gran. La falta de paral·lelisme entre aquests testimonis i els que estan sota la influència d'Agulhas evidencia el desacoblament entre aquestes dues àrees durant els períodes de baixa intensitat de l'AMOC.

BIBLIOGRAFIA CAPÍTOL 4

Bard, E. and Rickaby, R. E. M.: Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate, *Nature*, 460, 380-383, 2009.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., and Gendreau, S.: Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic, *Science*, 289, 1321-1324, 2000.

Berger, A.: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2362-2367, 1978.

Bohm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M. B., and Deininger, M.: Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle, *Nature*, 517, 73-76, 2015.

Broecker, W. S. and Hemming, S.: Climate Swings Come into Focus, *Science*, 294, 2308-2309, 2001.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Shackleton, N.: Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14, 698, 1999.

Caley, T., Roche, D. M., Waelbroeck, C., and Michel, E.: Oxygen stable isotopes during the Last Glacial Maximum climate: perspectives from data-model (iLOVECLIM) comparison, *Clim. Past*, 10, 1939-1955, 2014.

Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., and Auler, A. S.: Climate change patterns in Amazonia and biodiversity, *Nat Commun*, 4, 1-6, 2013.

Chiang, J. H. and Bitz, C.: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone, *CIDy*, 25, 477-496, 2005.

De Deckker, P., Moros, M., Perner, K., and Jansen, E.: Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry, *Nature Geosci*, 5, 266-269, 2012.

Dubois, N., Kienast, M., Kienast, S. S., and Timmermann, A.: Millennial-scale Atlantic/East Pacific sea surface temperature linkages during the last 100,000 years, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 396, 134-142, 2014.

Dyez, K. A., Zahn, R., and Hall, I. R.: Multicentennial Agulhas leakage variability and links to North Atlantic climate during the past 80,000 years, *Paleoceanography*, 29, 1238-1248, 2014.

Ericson, D. B. and Wollin, G.: Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean, *Deep Sea Research* (1953), 3, 104-125, 1956.

Ganachaud, A. and Wunsch, C.: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, 408, 453-457, 2000.

González, C., Dupont, L. M., Behling, H., and Wefer, G.: Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: Palynological evidence from the Cariaco Basin, *Quaternary Res.*, 69, 217-230, 2008.

Govin, A., Chiessi, C. M., Zabel, M., Sawakuchi, A. O., Heslop, D., Hörner, T., Zhang, Y., and Mulitza, S.: Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka, *Clim. Past*, 10, 843-862, 2014.

Grimalt, J. O. and Lopez, J. F.: PALEOCEANOGRAPHY, BIOLOGICAL PROXIES | Alkenone Paleothermometry from Coccoliths. In: *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elias, S. A. (Ed.), Elsevier, Oxford, 2007.

Hodell, D. A., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J. H., Gilli, A., Grzesik, D. A., Guilderson, T. J., Müller, A. D., Bush, M. B., Correa-Metrio, A., Escobar, J., and Kutterolf, S.: An 85-ka record of climate change in lowland Central America, *Quaternary Sci. Rev.*, 27, 1152-1165, 2008.

Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., and Lohmann, G.: Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period, *Paleoceanography*, 22, PA4206, 2007.

Jennerjahn, T. C., Ittekkot, V., Arz, H. W., Behling, H., Patzold, J., and Wefer, G.: Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events, *Science*, 306, 2236-2239, 2004.

Kageyama, M., Merkel, U., Otto-Bliesner, B., Prange, M., Abe-Ouchi, A., Lohmann, G., Ohgaito, R., Roche, D. M., Singarayer, J., Swingedouw, D., and Zhang, X.: Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study, *Clim. Past*, 9, 935-953, 2013.

Kennett, J. P. and Huddlestun, P.: Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico, *Quaternary Res.*, 2, 38-69, 1972.

Knorr, G. and Lohmann, G.: Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation, *Nature*, 424, 532-536, 2003.

Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, M., Crucifix, M., Ritz, C., and Svendsen, J. I.: Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes, *Nature*, 427, 429-432, 2004.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, 2005.

López-Martínez, C., Grimalt, J. O., Hoogakker, B., Gruetzner, J., Vautravers, M. J., and McCave, I. N.: Abrupt wind regime changes in the North Atlantic Ocean during the past 30,000-60,000 years, *Paleoceanography*, 21, 2006.

López-Otálvaro, G. E., Flores, J. A., Sierro, F. J., Cacho, I., Grimalt, J. O., Michel, E., Cortijo, E., and Labeyrie, L.: Late pleistocene palaeoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13, 2009.

López, J. F. and Grimalt, J. O.: Reassessment of the Structural Composition of the Alkenone Distributions in Natural Environments Using an Improved Method for Double Bond Location Based on GC-MS Analysis of Cyclopropylamines, *Journal of the American Society for Mass Spectrometry*, 17, 710-720, 2006.

Marino, G., Zahn, R., Ziegler, M., Purcell, C., Knorr, G., Hall, I. R., Ziveri, P., and Elderfield, H.: Agulhas salt-leakage oscillations during abrupt climate changes of the Late Pleistocene, *Paleoceanography*, 28, 599-606, 2013.

Martínez-Méndez, G., Zahn, R., Hall, I. R., Peeters, F. J. C., Pena, L. D., Cacho, I., and Negre, C.: Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the Agulhas Corridor and implications for the Agulhas Leakage during the last 345,000 years, *Paleoceanography*, 25, n/a-n/a, 2010.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H., and Hodell, D. A.: Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years, *Science*, 306, 1762-1765, 2004.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., De Abreu, L., Hutterli, M. A., and Stocker, T. F.: Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin, *Science*, 317, 502-507, 2007.

Martrat, B., Jimenez-Amat, P., Zahn, R., and Grimalt, J. O.: Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region, *Quaternary Sci. Rev.*, 99, 122-134, 2014.

Maslin, M.: Equatorial western Atlantic Ocean circulation changes linked to the Heinrich events: deep-sea sediment evidence from the Amazon Fan, Geological Society, London, Special Publications, 131, 111-127, 1998.

Maslin, M. A., Durham, E., Burns, S. J., Platzman, E., Grootes, P., Greig, S. E. J., Nadeau, M. J., Schleicher, M., Pflaumann, U., Lomax, B., and Rimington, N.: Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at site 942 on the Amazon Fan, *J. Quaternary Sci.*, 15, 419-434, 2000.

Maslin, M. A., Ettwein, V. J., Boot, C. S., Bendle, J., and Pancost, R. D.: Amazon Fan biomarker evidence against the Pleistocene rainforest refuge hypothesis?, *J. Quaternary Sci.*, 27, 451-460, 2012.

McManus, J. F., Bond, G. C., Broecker, W. S., Johnsen, S., Labeyrie, L., and Higgins, S.: High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial, *Nature*, 371, 326-329, 1994.

McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. M., Keigwin, L. D., and Brown-Leger, S.: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834-837, 2004.

McManus, J. F., Oppo, D. W., Keigwin, L. D., Cullen, J. L., and Bond, G. C.: Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic, *Quaternary Res.*, 58, 17, 2002.

Members, M. P.: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, *Nature Geosci*, 2, 127-132, 2009.

Menviel, L., Timmermann, A., Friedrich, T., and England, M. H.: Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing, *Clim. Past*, 10, 63-77, 2014.

Mosblech, N. A. S., Bush, M. B., Gosling, W. D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B. G., Curtis, J., and van Woesik, R.: North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age, *Nature Geosci*, 5, 817-820, 2012.

Nace, T. E., Baker, P. A., Dwyer, G. S., Silva, C. G., Rigsby, C. A., Burns, S. J., Giosan, L., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., and Zhu, J.: The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 415, 3-13, 2014.

NEEM community members: Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core, *Nature*, 493, 489-494, 2013.

Niedermeyer, E. M., Prange, M., Mulitza, S., Mollenhauer, G., SchefuÄ, E., and Schulz, M.: Extratropical forcing of Sahel aridity during Heinrich stadials, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 2009.

North Greenland Ice Core Project members: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147-151, 2004.

Oppo, D. W., Keigwin, L. D., McManus, J. F., and Cullen, J. L.: Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and termination II, *Paleoceanography*, 16, 280-292, 2001.

Oppo, D. W., McManus, J. F., and Cullen, J. L.: Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 3268-3277, 2006.

Pelejero, C., Grimalt, J. O., Sarnthein, M., Wang, L., and Flores, J.-A.: Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140,000 years, *Marine Geology*, 156, 109-121, 1999.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Rohl, U.: Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290, 1947-1951, 2000a.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Murray, R. W., Yarincik, K. M., King, J. W., Bralower, T. J., Kameo, K., Rutherford, S. D., and Pearce, R. B.: Late Quaternary stratigraphy and sedimentation at Site 1002, Cariaco Basin (Venezuela), *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, 165, 85-99, 2000b.

Peterson, R. G. and Stramma, L.: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *PrOce*, 26, 1-73, 1991.

Prell, W. L. and Damuth, J. E.: The climate-related diachronous disappearance of *Pulleniatina obliquiloculata* in late quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean, *Marine Micropaleontology*, 3, 267-277, 1978.

Rahmstorf, S.: Timing of abrupt climate change: A precise clock, *GeoRL*, 30, 1510, 2003.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J.: *IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP*, *Radiocarbon*, 55, 1869-1887, 2013.

Ritz, S. P., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Menviel, L., and Timmermann, A.: Estimated strength of the Atlantic overturning circulation during the last deglaciation, *Nature Geosci*, 6, 208-212, 2013.

Schmidt, M. W., Spero, H. J., and Lea, D. W.: Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation, *Nature*, 428, 160-163, 2004.

Schneider, R., Müller, P. J., Ruhland, G., Meinecke, G., Schmidt, H., and Wefer, G.: Sea-surface reconstruction of the east-equatorial South Atlantic. 1996.

Schneider, R. R. and Müller, P. J.: C37-alkenones of sediment core GeoB3603-2. Department of Geosciences, B. U. (Ed.), Supplement to: Schneider, Ralph R; Müller, Peter J; Ruhland, Götz; Meinecke, Gerrit; Schmidt, Heike; Wefer, Gerold (1996): Late Quaternary surface temperatures and productivity in the east-equatorial South Atlantic: response to changes in trade/monsoon wind forcing and surface water advection. In: Wefer, G; Berger, W H; Siedler, G & Webb, D (eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, Springer, Berlin, Heidelberg, 527-551, PANGAEA, 1999.

Simon, M. H., Arthur, K. L., Hall, I. R., Peeters, F. J. C., Loveday, B. R., Barker, S., Ziegler, M., and Zahn, R.: Millennial-scale Agulhas Current variability and its implications for salt-leakage through the Indian–Atlantic Ocean Gateway, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 383, 101-112, 2013.

Stern, J. V. and Lisiecki, L. E.: Termination 1 timing in radiocarbon-dated regional benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks, *Paleoceanography*, 29, 1127-1142, 2014.

Svensen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., and Stein, R.: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quaternary Sci. Rev.*, 23, 1229-1271, 2004.

Svensson, A., Bigler, M., Kettner, E., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Kipfstuhl, S., Nielsen, M., and Steffensen, J. P.: Annual layering in the NGRIP ice core during the Eemian, *CliPa*, 7, 1427-1437, 2011.

Teller, J. T., Leverington, D. W., and Mann, J. D.: Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 879-887, 2002.

Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhalevko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., and Francou, B.: A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores, *Science*, 282, 1858-1864, 1998.

Trenberth, K. E. and Caron, J. M.: Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports, *JCLI*, 14, 3433-3443, 2001.

Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W., and Wijmstra, T. A.: Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450[punctuation space]000 years, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 212, 197-212, 2003.

Vicalvi, M. A.: Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do quaternário superior do talude da Bacia de Campos e platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos, *Anu. Inst. Geocienc*, 22, 117-119, 1999.

Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Cristalli, P. S., Smart, P. L., Richards, D. A., and Shen, C. C.: Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, *Nature*, 432, 740-743, 2004.

Woldeab, S., Schneider, R. R., and Kölling, M.: Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 241, 699-706, 2006.

Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., and Svensson, A.: Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2828-2838, 2010.

CAPÍTOL 5

**INTERACCIÓ OCEÀ-CONTINENT A
LA ZONA TROPICAL DE SUD-
AMÈRICA.**

Aquest capítol se centra en l'estudi de biomarcadors continentals que donen informació de la vegetació i humitat al continent. Com varien tots ells juntament amb altres registres localitzats al continent i l'oceà donaran una informació més completa del que va ocórrer durant els últims 140,000 anys a la zona tropical de Sud-Amèrica.

5.1.- BIOMARCADORS CONTINENTALS

La composició lipídica del sediment marí estudiat està dominada per compostos d'origen terrigen (fig.5.1). Els *n*-alcans lineals (C₂₃-C₃₃) i els *n*-alcohols lineals són els principals compostos orgànics que es troben als sediments marins. Aquests resultats són coherents amb els d'Elias, Simoneit et al. (1997) que van estudiar sediments de la desembocadura del riu Amazones trobant que alcans i alcohols són els principals compostos als sediments. També es troben altres compostos en gran quantitat com alguns esterols, i en el cas del MD03-2616, el taraxerol.

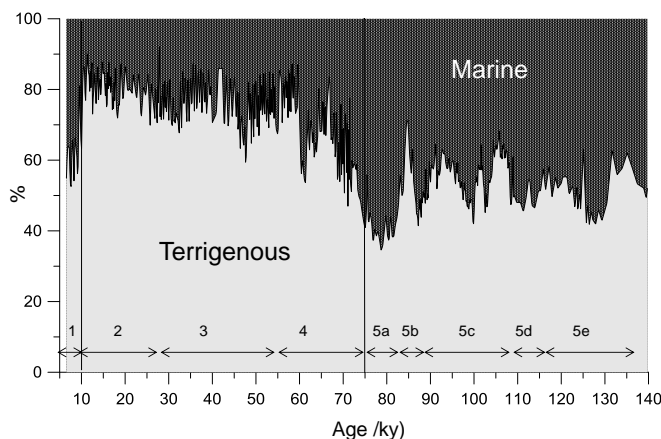


Fig.5.1.- Percentatge de compostos orgànics d'origen continental i marí en les mostres del testimoni MD03-2616.

Els alcans tenen una predominança de número de carboni senar sobre parells que és típica de sediments frescos i valors de CPI entre 3 i 5. Això és coherent amb materials terrígens típics de plantes continentals. Per evitar efectes amb dilucions degut

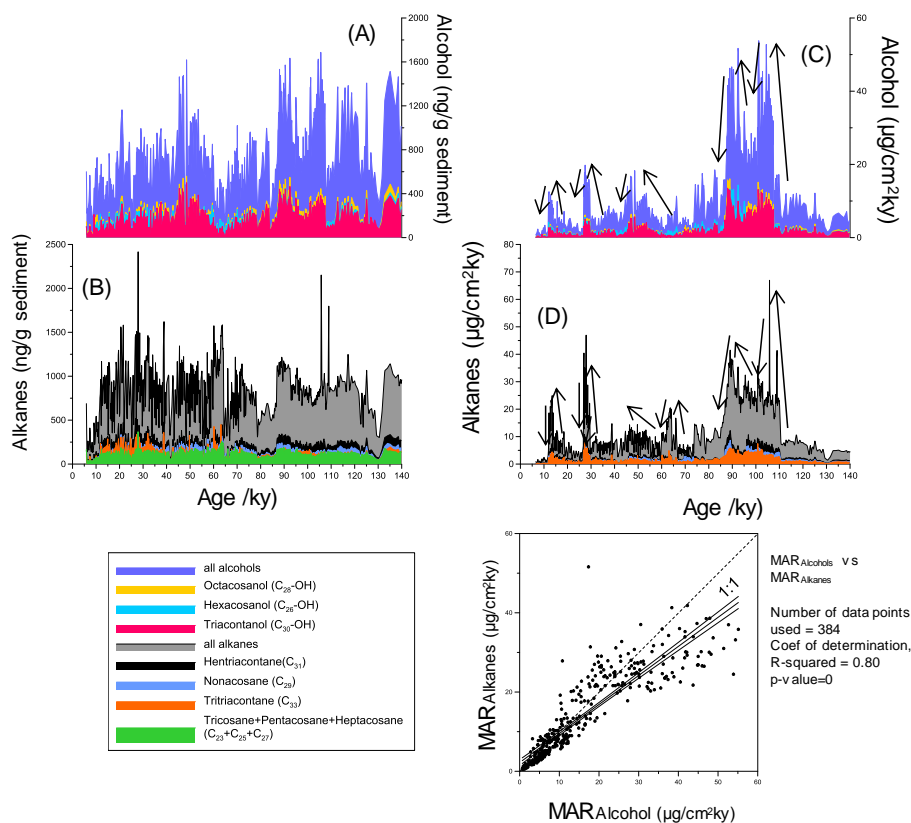


Fig.5.2.- Relació d'alcans vs alcohols.

(A) Concentració d'alcohols; (B) concentració d'alcans; (C) flux d'alcohols; (D) flux d'alcans.
Figura inferior dreta: relació entre alcans i alcohols.

a altes sedimentacions també s'han representat els fluxos dels compostos. Aquests fluxos s'han calculat a partir de la taxa de sedimentació, la densitat i la concentració del compost:

$$MAR_{\text{component}} = (\text{Conc}_{\text{component}} * SR * DBD)$$

On *MAR* és el flux (*mass accumulation rate* en anglès) en $\mu\text{g}/\text{cm}^2\text{ka}$, “conc” és la concentració del compost i taxa de sedimentació la velocitat de sedimentació (cm^2/ka , que es defineix al capítol 4. La densitat en sec (DBD en anglès *dry bulk density*, g/cm^3) s’ha calculat a partir de la densitat en humit (WBD en anglès *wet bulk density*, (Nave et al. 2007)) que s’obtingué de Laj (2006) i el Shipboard Scientific Party (2003). A la figura 5.2c i d es pot observar el flux d’alcohols i alcans i la seva relació (figura inferior a aquestes). Degut a l’altíssima relació d’ara endavant només es consideraran els alcans perquè al capdavant ambdós compostos tenen el mateix origen.

Els alcans poden donar informació sobre la vegetació de la que provenen però també sobre com són transportats, en aquest cas, via fluvial. A la regió de la conca de la Guaiana hi arriben gràcies al riu Amazones i al corrent de la Guaiana que transporta el plomall del riu fins a l’àrea d’estudi. L’altra possibilitat, transport eòlic, quedà descartada perquè el règim de vents no és favorable (gran part de l’any els vents són oceànics).

S’observa la fig.5.3 tenim els diferents biomarcadors obtinguts dels alcans. Tal com s’ha esmentat prèviament, aquests compostos, pel seu origen, tenen una relació important amb la insolació i les pluges. La concentració d’alcans (invertida, fig.5.3a) té el mateix patró que la insolació a 7°N (fig.5.3b, es pren aquesta insolació com a referència perquè és la latitud on es va agafar el testimoni). O el que és el mateix, la seva variació és proporcional als canvis de la insolació del sud ja que quan augmenta la insolació del sud (mínim del nord) augmenta la concentració d’alcans. Això és degut principalment a un augment de la vegetació. Major insolació al sud implica un enfortiment del sistema monsonic (SASM), per tant plou més a la conca del riu Amazones i augmenta així la concentració d’alcans. Aquesta tendència paral·lela a la insolació només es veu trencada per certs pics (augment de la concentració) que es corresponen amb els HE a l’Atlàntic nord. A Sud-Amèrica aquests estan associats a canvis en els règims de pluja al continent degut a canvis en la posició de la ITCZ.

L'ACL (fig.5.3c) mostra també una similitud amb la insolació a 7°N, a major insolació major ACL, o el que és el mateix, longitud de cadena més llarga. Això implica que el clima és o molt més càlid o més sec. Tenint en compte

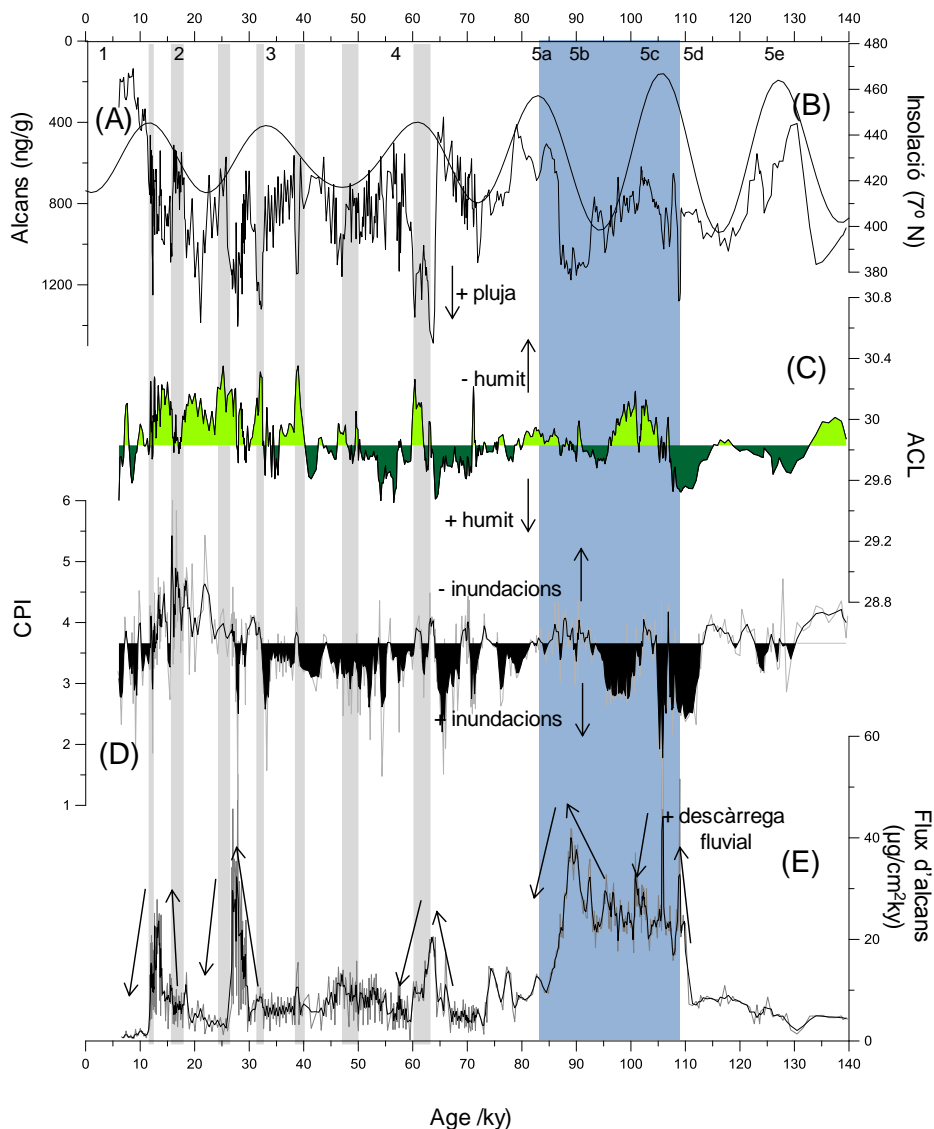


Fig.5.3.- Biomarcadors continentals obtinguts al testimoni MD03-2616.

(A) Concentració d'alcans (ng/g); (B) Insolació el 21 de Juny a 7°N (Berger 1978); (C) ACL; (D) CPI; (E) Flux d'alcans. Les barres de color gris es corresponen als HE a l'Atlàntic nord (Martrat, Grimalt et al. 2007).

que això passa durant l'interglacial mateix es correspon més bé amb un canvi d'humitat i per tant de l'estacionalitat. A la vegada el CPI ens dona informació sobre el tipus de material que arriba a la zona, és a dir, si és fresc o és antic (fig.5.3d). En aquest cas hi ha períodes que arriba material més antic. Això estaria relacionat amb possibles inundacions o desbordaments dels rius perquè alguns d'aquest episodis es corresponen amb un increment del flux d'alcans (fig.5.3e). Si es compara amb altres registres de la zona que aporten informació sobre el règim de pluges a la zona es pot comparar i entendre millor la informació que ens aporten els nostres biomarcadors.

5.2.- DISCUSSIÓ

5.2.1.- CANVIS A LES PRECIPITACIONS A SUD-AMÈRICA ELS ÚLTIMS 140.000 ANYS.

Tal i com s'ha comentat, els diferents biomarcadors obtinguts dels alcans donen informació bàsicament de canvis de vegetació a la conca del riu Amazones i el règim de pluges a la zona (posició de la ITCZ).

A la fig.5.4, es comparen els alcans amb diferents registres d'isòtops ($\delta^{18}\text{O}$) de coves de Sud-Amèrica i amb un registre marí del nord del Brasil que dona informació sobre quantitat de material terrigen que arriba via fluvial.

Les coves de *Santiago* (fig.5.4A, (Mosblech, Bush et al. 2012)) i *Diamante* (fig.5.4B, (Cheng, Sinha et al. 2013)) es troben a la part Amazònica dels Andes, això vol dir que la humitat que hi arriba és deguda als vents alisis del nord i del LLJ (en anglès *low level jet* (corrent en jet de baixa altura)) que aporten humitat de l'oceà Atlàntic. Els alcans (fig.5.4D) aporten informació sobre la conca del riu Amazones i el règim de pluges. La cova de *Botuverá* (fig.5.4E, (Cruz et al. 2005)) està situada al sud del Brasil i dona informació de la intensitat del SASM i la posició de la ITCZ. Per últim la relació Ti/Ca del testimoni CDH86, (fig.5.4F, (Nace, Baker et al. 2014)) situat davant de les costes del *nordeste* brasiler (una de les zones més àrides del país) dona informació d'augment del cabal dels rius locals.

Els alcans, a priori, tenen un comportament similar a les coves (*Santiago*, *Diamante* i *Botuverá*) durant el complex interglacial (MIS5). Això és degut a què el sistema SASM està relacionat amb la insolació del nord (fig.5.4C), és a dir, amb la posició de la ITCZ. Una major insolació al nord implica una major incursió al nord de la ITCZ tot arribant fins al Mar Carib i disminuint el període de pluges sobre la conca amazònica. Aquest fenomen es veu reflectit tant en les coves andines com a la de *Botuverá*. Els alcans, igual que les coves, també mostren una concentració menor (menor quantitat de pluja).

Durant els mínims d'insolació la ITCZ té un recorregut menor i el SASM s'enforteix augmentant

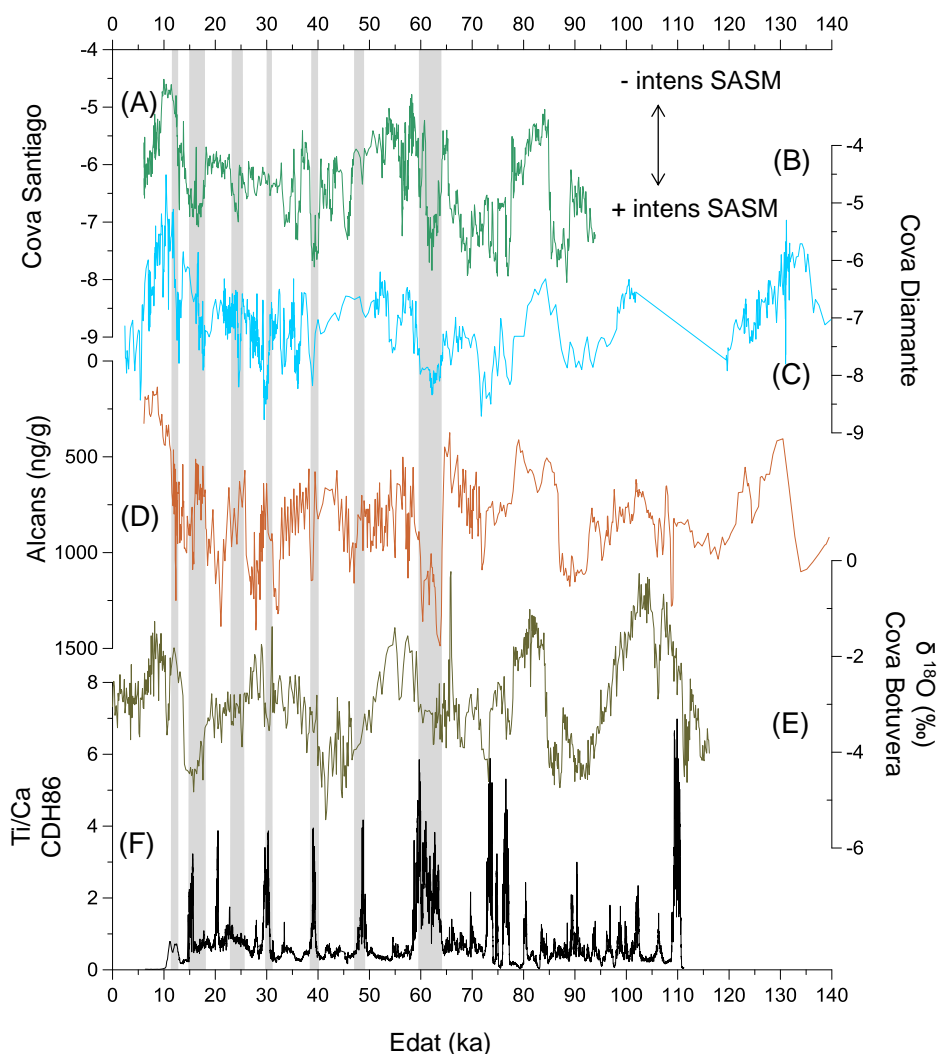


Fig.5.4.- Biomarcadors de diferents registres de Sud-Amèrica.

(A) $\delta^{18}\text{O}$ isòtops (‰) Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012); (B) $\delta^{18}\text{O}$ isòtops (‰) Cova de Diamante (Cheng, Sinha et al. 2013); (C) Insolació el 21 de Juny a 7°N (Berger 1978); (D) Concentració d'alcans (ng/g, aquest estudi); (E) $\delta^{18}\text{O}$ isòtops (‰) Cova de Botuverá (Cruz, Burns et al. 2005); (F) Ti/Ca CDH86 (Nace, Baker et al. 2014). Les barres de color gris marquen els HE a l'Atlàntic nord (Martrat, Grimalt et al. 2007).

les pluges sobre el continent, sobretot a la zona equatorial. Això es veu reflectit tant a les coves com als alcans que augmenten la seva concentració.

Durant el glacial, apart de la insolació (o precessió) que és el principal modulador a la zona, influeixen en les concentracions altres factors com són els D/O i HE que es donen al l'Atlàntic nord. Aquests refredaments/escalfaments abruptes que passaren a milers de quilòmetres afecten indirectament a la regió tropical. Un refredament com és el cas dels HE suposava un refredament de les aigües de l'Atlàntic nord degut a l'arribada massiva de gel dels icebergs. Això féu que l'Atlàntic és refredés fins a latituds baixes (Rama-Corredor et al. 2015). Aquest refredament progressiu provoca un gradient de SST que enforteix els vents alisis del nord. Això provoca que la ITCZ canviï la seva posició cap a l'equador, afecta al règim de pluges de la zona i es veu reflectit en les coves i rius.

Coves i alcans continuen tenint un perfil semblant durant el glacial. Es manté una semblança major amb les coves Andines on la influència dels alisis del nord i del LLJ és més important. La cova de Botuverá no està als Andes i les pluges que registra estan influïdes per la posició de la ITCZ i l'enfortiment del SASM. Els HE es detecten en la majoria de biomarcadors degut al canvi important que suposen en el règim de pluges.

Els alcans (fig.5.4D) durant els HE pateixen un increment important de concentració de forma semblant al Ti/Ca (fig.5.4F) que només mostra increments durant els HE. Això passa perquè la zona del *nordeste* és una zona semiàrida i quan la ITCZ migra cap al sud i es queda localitzada (períodes freds intensos com els HE o estadials D/O) hi ha un increment de la descàrrega fluvial. Hi ha pics d'alcans que es corresponen amb pics de Ti/Ca però no amb els HE, com és el cas del H2 per exemple.

També hi ha un increment important en la concentració d'alcans durant el YD que també es veu reflectit a les coves andines però no al *nordeste* on el pic de Ti/Ca és molt petit o a *Botuverá* on es reflecteix una menor quantitat de pluja.

Això podria implicar una migració al sud de la ITCZ però en menor duració o intensitat perquè les localitzacions més al sud no detecten el YD com les que estan més al nord o sota la influència directa del nord.

5.2.2.- EVOLUCIÓ DELS MANGLARS A LA COSTA DE LA GUAIANA ELS ÚLTIMS 140.000 ANYS.

Els boscos de manglars es troben al llarg de la costa de la Guaiana i a la desembocadura del riu Amazonas. Creixen en les zones d'entre mareas parcialment inundades.

A la regió de la Guaiana es troben el mangle vermell (*Rhizophora mangle*) i el mangle blanc (*Avicennia germinans*). En tots dos el taraxerol és el compost que recobreix les fulles que es pot servir com indicador de les poblacions de manglars.

Aquestes poblacions de manglars són sensibles a canvis en el nivell del mar, perquè viuen a la zona intermareal, per tant, poden ser indicadors de canvis de nivell del mar (a nivell local). Per altra banda són vegetació i per tant també poden donar certa informació sobre la biomassa de la vegetació costera.

A la fig.5.5 es pot observar l'índex taraxerol (tol) al llarg dels últims 140.000 anys. Tal com es pot observar hi ha una gran diferència entre el període glacial i l'interglacial en quant als valors. Això és degut a dos factors:

- el testimoni es troba a 250 km de la costa de la Guaiana Francesa a l'actualitat, en canvi, durant els períodes de menor nivell del mar la distància es va veure reduïda fins als 90 km.
- L'erosió deguda als canvis del nivell del mar fan remoure dipòsits antics de manglars durant el glacial.

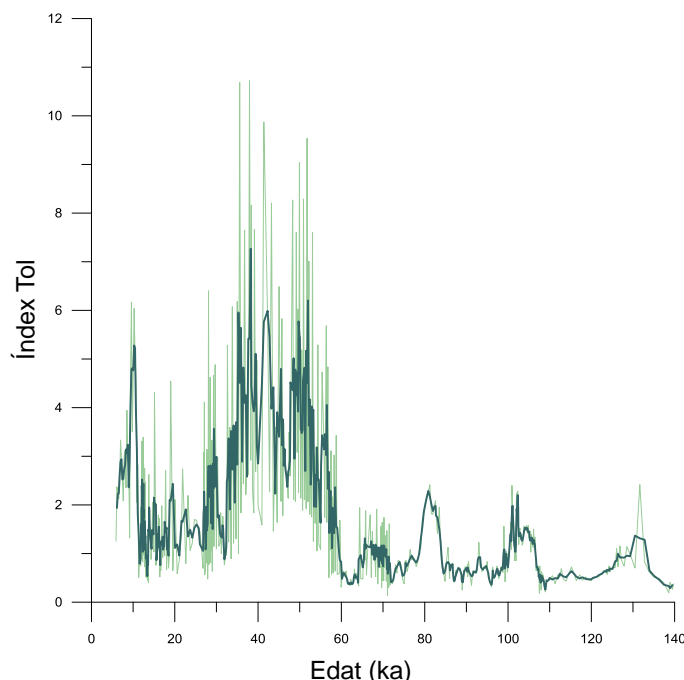


Fig.5.5.- Índex Tol al testimoni d'estudi MD03-2616.

Per tal de reduir aquestes diferències es treballa amb el logaritme neperià de l'índex taraxerol (lnTol, fig5.6B)

Com es pot observar a la fig.5.6B la quantitat de taraxerol continua és més important durant el glacial. El taraxerol té una tendència similar a la insolació però amb un cert decalatge. Aquest decalatge (comença a augmentar més tard) és degut a refredaments importants a latituds altes. Durant l'interglacial això s'observa en els MIS5c i MIS5a (fig.5.6B). El pic màxim de taraxerol que hauria de correspondre's amb el màxim d'insolació però aquest es troba una mica més tard degut als estadials MIS5d i MIS5b. També hi ha una *no-correspondència* al MIS4. Hi hauria d'haver un pic però just hi ha el H6. La concentració de Tol augmentava i aquesta progressió es veu truncada pel refredament degut a l'estadial.

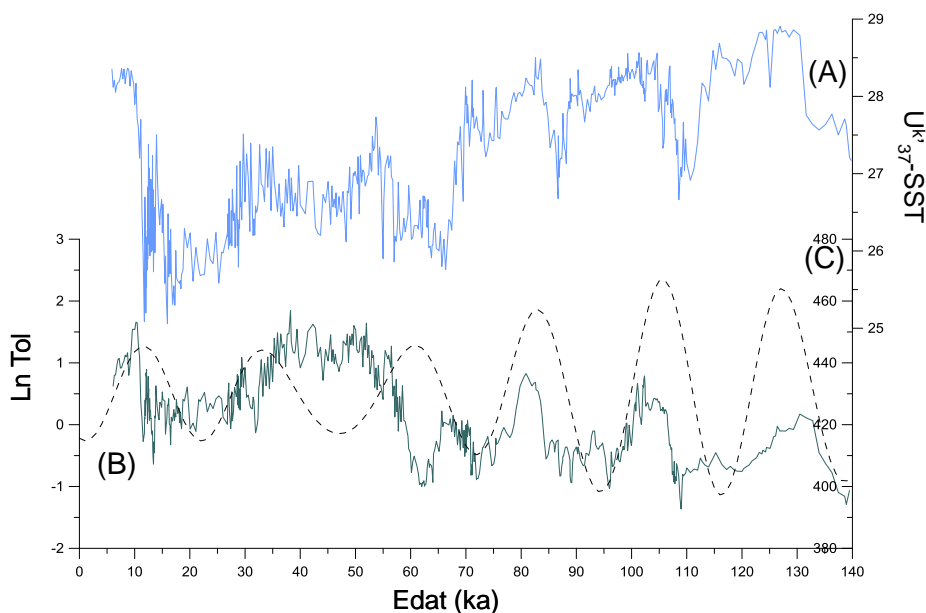


Fig.5.6.-Manglars i variacions de SST al llarg dels últims 140.000anys.

(A) U'_{37} -SST; (B) $\ln Tol$; (C) Insolació 7°N el 21 de Juny (Berger 1978)

A més a més cal tenir en compte que els manglars estan fortament influïts pels possibles canvis de nivell de mar (fig.5.7). El taraxerol pot variar per augment de la població de manglars degut a condicions favorables per la seva expansió com poden ser terrenys nous degut a l'increment del mar (transgressió) o a una disminució (regressió), com també per erosió de la costa. Si prèviament hi ha hagut manglars a la zona, els antics dipòsits de taraxerol es podrien remobilitzar a major nivell de la mar, tot arribant més quantitat de taraxerol al testimoni.

En qualsevol cas els boscos de manglars han de seguir el nivell del mar all llarg del temps. Per tal de fixar-se al terra, i per tant, sobreviure, necessiten una mínima aportació de sediment. Si aquesta aportació fos insuficient (com podria ser el cas d'una disminució de la ploma del riu amazones) els manglars

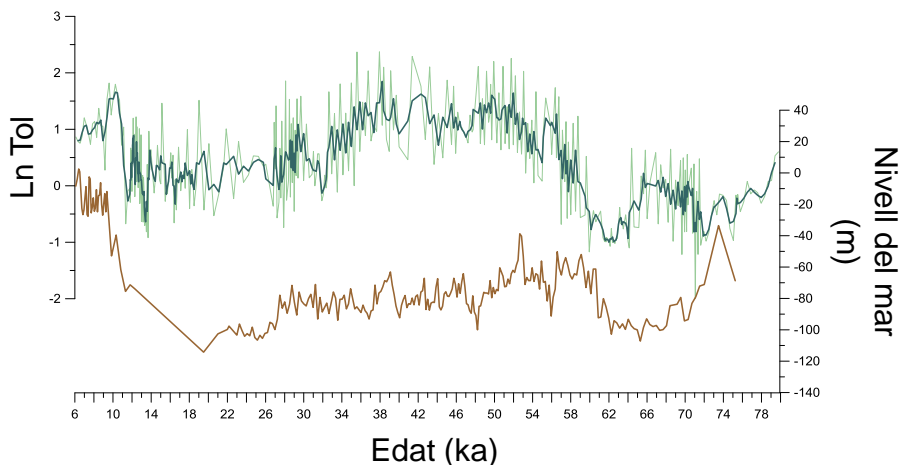


Fig.5.7.- Manglars vs nivell del mar.

A l'esquerra LnTol del testimoni MD03-2616; a la dreta canvis del nivell del mar (Siddall et al. 2003).

no podrien seguir un canvi de nivell del mar superior a 12cm/100anys (Versteegh, Schefuß et al. 2004). La quantitat de sediment una vegada va quedar canalitzat el riu Amazones degut al nivell del mar baix va disminuir dràsticament (Wilson et al. 2011). Això podria haver afectat a les poblacions de la regió de la Guaiana (no així a les Amazòniques). Durant la desglaciació (fig.5.8) la velocitat de transgressió va ser molt superior (100m/100any) al límit del que poden suportar els manglars.

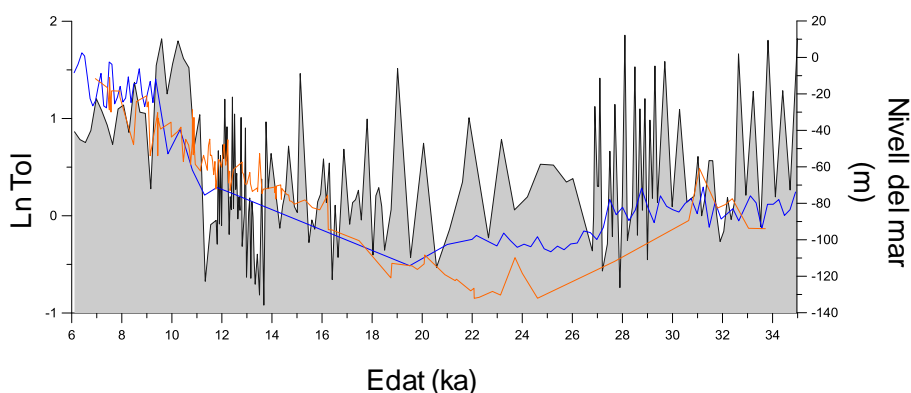


Fig.5.8.- Taraxerol vs nivell del mar durant la terminació I. En gris es representa el taraxerol del testimoni MD03-2616. En blau els canvis de nivell del mar (Siddall, Rohling et al. 2003) i en taronja els canvis de nivell del mar registrats als coralls.

Tenint en compte aquesta velocitat, és evident que el pic que es correspon a la desglaciació al voltant dels 11 ka és degut a una transgressió important, i per tant, a l'erosió dels dipòsits de manglars (Kim et al. 2005). Això s'hauria de comprovar amb un estudi palinològic. En altres testimonis (Versteegh, Schefuß et al. 2004) s'ha comprovat que el pic de *Rizhophora* arriba més tard que el de taraxerol a la terminació degut a l'estabilització i augment dels boscos de manglars.

5.2.3- INTERACCIÓ OCEÀ-CONTINENT.

5.2.3.1.- INTERGLACIAL I MIS5

Les interaccions entre oceà i atmosfera determinen en gran mesura les variacions climàtiques. A l'Atlàntic tropical, el sistema format per aigües i la ITCZ n'és un exemple. Els canvis de la ITCZ depenen de les variacions de la unió de les dues cel·les de Hadley que canvia la seva posició cap a l'hemisferi més càlid perquè és on hi ha la major evaporació. La ITCZ, a més, té un sistema de vents associats (alís) tant al nord (nord-est) com al sud (sud-est) que aporten humitat a la zona de Sud-Amèrica degut al seu origen oceànic. Una altra font d'humitat és el *Jet Stream* de baixa altura (Saulo, Nicolini et al. 2000, Silva and Kousky 2012) el qual s'endinsa fins a la part oest de la conca amazònica aportant humitat a la zona.

Degut a aquesta relació íntima entre SST i aportació d'humitat/pluges a la regió tropical de Sud-Amèrica, canvis petits en la temperatura del mar poden influir en la posició de la ITCZ i per tant, en el règim de vents dominant a la zona. Tal i com s'ha vist prèviament, refredaments de l'oceà atlàntic provoquen un gradient de temperatura que fa que s'enforixin els vents alís del nord i es desplaci la ITCZ cap al sud (nord-est de Brasil) per sota de l'equador (Maslin 1998, Chiang and Bitz 2005). Aquest canvi té unes

conseqüències i és que si bé hi ha un predomini dels vents oceànics (humits), l'oceà està més fred i els vents també són una mica més freds. A més, la ITCZ veu reduïda la seva migració anual tot disminuint les pluges a la conca amazònica. Això afecta a la vegetació perquè la selva amazònica no pot sobreviure sense pluges més de 4 mesos (Sifeddine et al. 2003, Jennerjahn, Ittekkot et al. 2004).

Durant l'interglacial, un període bastant més estable, la ITCZ té una oscil·lació més gran, arribant fins al Mar Carib. Això afecta a la zona tropical de Sud-Amèrica perquè s'escurcen les estacions de pluges i s'allarguen les seques. Això s'observa a la fig.5.9 on es comparen les SST durant l'últim complex interglacial (MIS5), el percentatge de dos tipus de cocolitofòrids: *F. Profunda* i *Noerlabdaceae* i l'ACL.

Les SSTs permeten situar els períodes càlids MIS5a, MIS5c i MIS5e, en els que s'observa que el percentatge de *Noerb.* (fig.5.9B) i l'ACL(fig.5.9C) tenen pics màxims. Ambdós biomarcadors tenen un origen diferent, el *Noerlab.* correspon a algues microscòpiques i l'ACL és un biomarcadors de vegetació continental. La coincidència d'ambdós i que *F. profunda* mostri un mínim indica que els vents predominants són els alisis del sud i que la surgència de la Guaiana està activa tot augmentant la productivitat (Gibbs 1980). Al continent un augment de l'ACL indicaria un allargament de l'estació seca per les posicions més septentrionals de la ITCZ. Aquesta reducció de la precipitació pot suposar un problema per la supervivència de la selva tropical tot provocant una transició cap a un augment dels boscos caducifolis o bé de les sabanes i una reducció de la selva (Markgraf 1989, Ledru 1993).

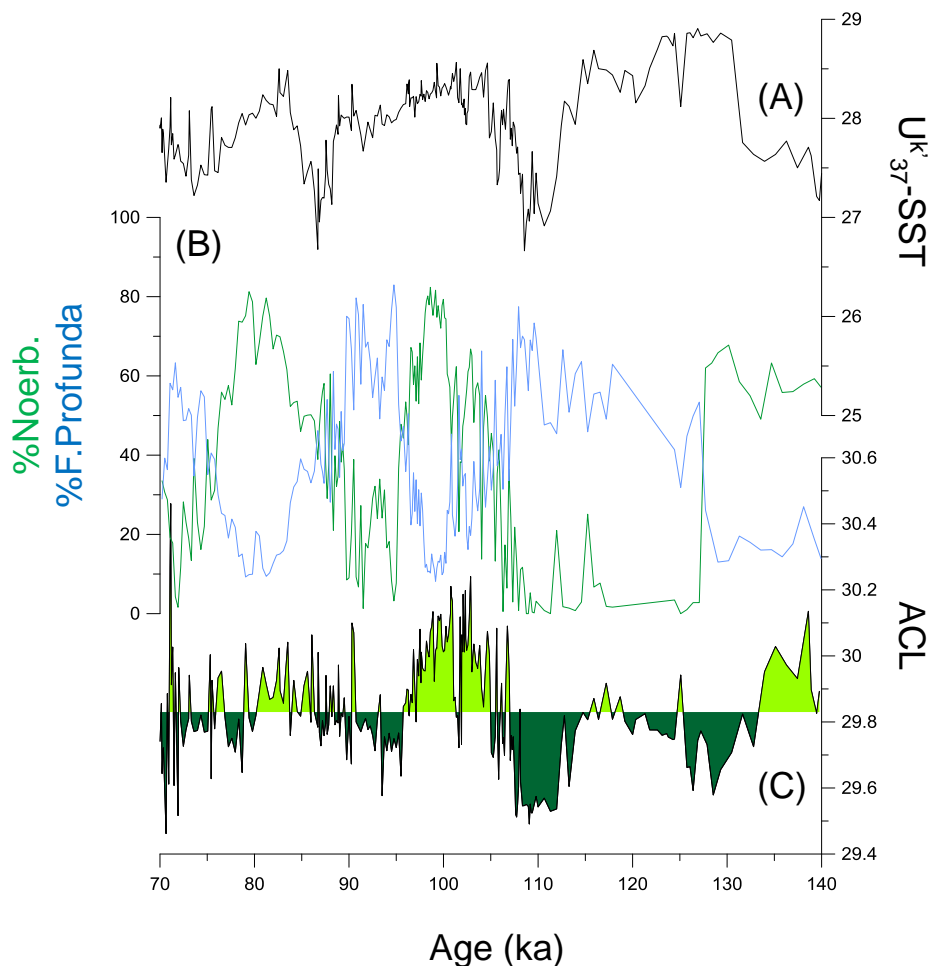


Fig.5.9.- Canvis en l'oceà i la vegetació durant l'últim interglacial al testimoni MD03-2616.

(A) Uk'_{37} -SST; (B) % Noerlabdaceae (verd) i % F. Profunda en blau (López-Otálvaro, Flores et al. 2009); (C) ACL.

Les coves andines (Diamante i Santiago, fig.5.10e, f) i la de Botuverá (fig.5.10h) mostren un perfil molt similar. És a dir, durant aquests períodes “càlids” la precipitació disminueix a les coves andines tal i com es veu en la concentració d'alcanis.

Durant els períodes més freds com els MIS5d i MIS5b, les SSTs van disminuir més d' 1.5°C , augmentà la intensitat dels alisis del nord-est i la ITCZ migrà cap a posicions més al sud. Aquests canvis es registren en els

diferents biomarcadors: l'ACL registra valors mínims que corresponen a un període més humit, això té sentit perquè en migrar la ITCZ al sud el seu recorregut anual es veu reduït i per tant, plou més a la zona de la conca amazònica (Maslin et al. 2011). A més *Noerlab.* disminueix i augmenta *F. Profunda* (López-Otálvaro, Flores et al. 2009) tot indicant un canvi en la nutritermoclina, que passa a ser més profunda. Això és degut a un augment en la intensitat dels alisis del nord, que només pot ser degut a una ITCZ posicionada més al sud de la Guaiana. Aquest canvi en la posició de la ITCZ es veu a la concentració dels alcans (fig.5.10c) i al isòtops de les coves estudiades (fig.5.10 e,f,h) però també en el material terrigen dels rius de la regió del *nordeste* que augmenten el seu cabal (fig.5.10g). A més, els resultats obtinguts amb l'ACL corroboren els que mostren les coves de la regió sobre la posició de la ITCZ, per tant, durant aquest període càlid podríem dir que refredaments a la Guaiana equivalen a migracions al sud de la ITCZ i un augment de les pluges a la regió amazònica.

Aquests canvis de SST a la regió de la Guaiana afecten directament a les poblacions de cocolitofòrids (i per tant a la productivitat) però també a la posició de la ITCZ tal i com corroboren tots els registres continentals que donen informació sobre la precipitació.

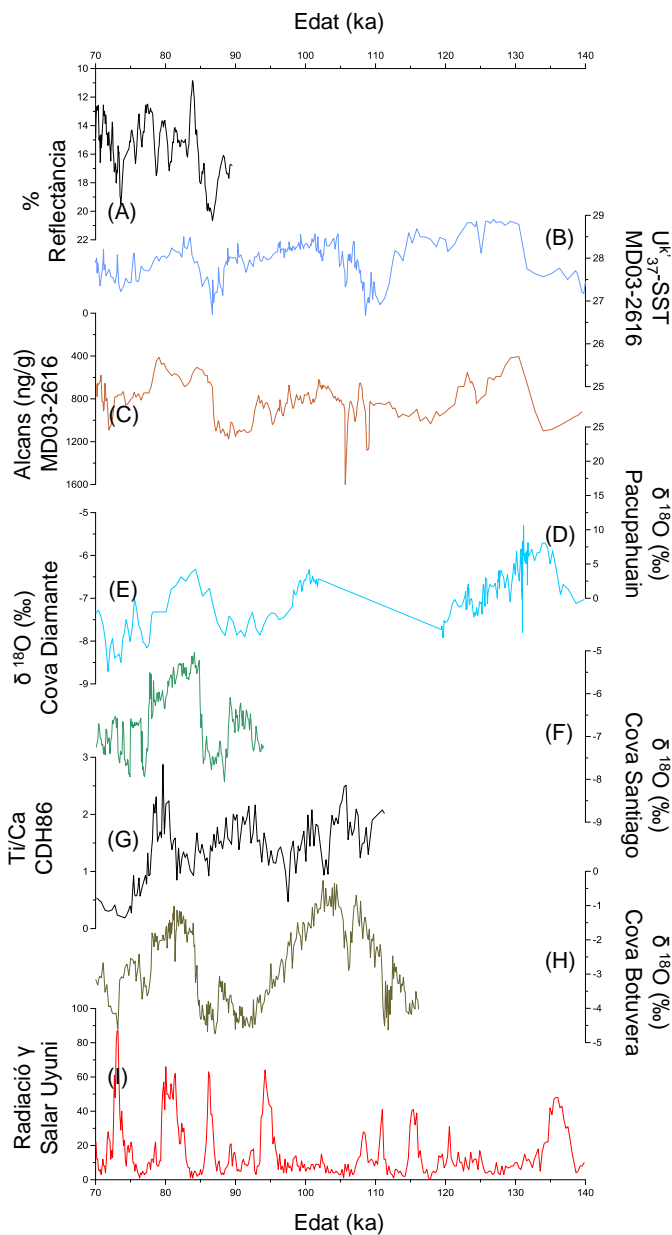


Fig.5.10.- Canvis en les SST i la precipitació a Sud-Amèrica durant el MIS 5.

(A) % Reflectància al testimoni ODP1002, Cariaco (Veneçuela, (Peterson, Haug et al. 2000)); (B) $U^{k'}_{37}$ -SST en el testimoni d'estudi; (C) concentració d'alcans (ng/g) al testimoni d'estudi (MD03-2616); (D) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Pacupahuain (Kanner et al. 2012); (E) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Diamante (Cheng, Sinha et al. 2013); (F) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012); ; (G) Ti/Ca al testimoni CDH86 (Nace, Baker et al. 2014); (H) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Botuverá (Cruz, Burns et al. 2005); (I) Radiació γ Salar Uyuni

natural γ (c.p.s.) Salar de Uyuni (Bolívia, (Baker et al. 2001)).

5.2.3.2- GLACIAL I HE A GUAIANA BASIN

L'inici del glacial (fig.5.11) suposà un canvi en les condicions a la regió tropical de Sud-Amèrica. Les SST registraren un descens de més de 2°C (fig.5.11A). Tot i què durant el MIS3 van tornar a augmentar, no van assolir els valors d'abans del glacial fins l'arribada de l'Holocè.

Aquests canvis van afectar tant a la població de fitoplàncton com a la selva amazònica. Per una banda, ens trobem que el percentatge de *Noerlab.* va caure del 80% a valors inferiors al 20% (fig.5.11B) al contrari que *F. Profunda* que va augmentar. Just en aquest moment va aparèixer una tercera espècie amb un percentatge significatiu: *Gephyrocapsa muelleræ* que no existia fins l'entrada del glacial. Aquesta espècie és d'aigües menys càlides (temperades) i per tant podria indicar algun canvi en l'oceanografia de la zona.

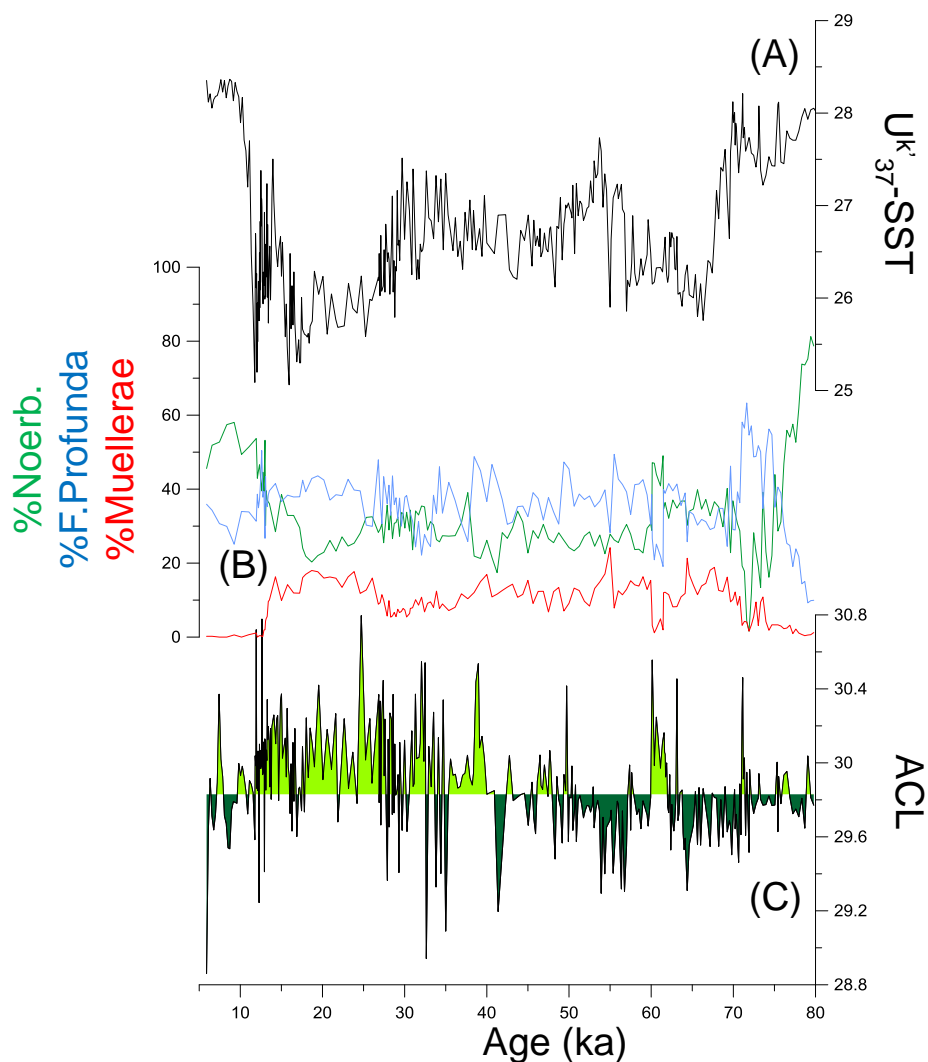


Fig.5.11.- Canvis en l'oceà i la vegetació durant l'últim interglacial al testimoni MD03-2616.

(A) Uk'_{37} -SST; (B) % Noerlabdaceae (verd), % F. Profunda (blau) i % Gephyrocapsa muelleriae (vermell) (López-Otálvaro, Flores et al. 2009); (C) ACL.

Per altra banda, al continent l'ACL (fig.5.11C) disminuí segons avançava el glacial tot indicant un increment d'humitat en la selva amazònica, o el que és el mateix, una localització més al sud de la ITCZ (menys recorregut de la ITCZ). Això es manté excepte durant el H6 (fig.5.11) que va suposà un petit refredament de les SST (fig.5.11A) però un canvi considerable en els

coccòlits, els alcans i l'ACL. *G. muelleriae* i *F. profunda* (fig.5.11B) van disminuir i *Noelab* augmentà. L'ACL que indicaria el tipus de vegetació que hi ha a la zona, mostra un increment sobtat, que és coherent amb unes condicions de menor humitat o un augment de vegetació de la sabana. Un cop passat el H6 l'ACL continua sent baix fins arribar al voltant dels 40 ky quan s'observa un canvi en la vegetació. Comencen a predominar les cadenes més llargues, cosa que podria indicar un augment de les sabanes (Colinvaux et al. 1996). Els registres continentals (fig.5.12) al llarg de Sud-Amèrica mostren que la variabilitat a la majoria de registres es similar a la registrada a les SSTs de Guaiana on la variabilitat submil·lenial és menor.

La precipitació és menor a la zona tal i com queda registrat a les coves (tant andines com atlàntiques) perquè els valors de $\delta^{18}\text{O}$ son més negatius. També s'observa al Salar d'Uyuni (Baker et al. 2005) que va ser un llac durant pràcticament tot el glacial amb l'única excepció dels dos períodes més càlids registrats a la Guaiana dintre del MIS3 (D-O3-5 i D-O13-15). Les coves de Botuverá que es troben al sud de Brasil també estan íntimament relacionades amb els canvis de posició de la ITCZ i el sistema monsonic.

A la figura 5.12 es pot veure que tots els registres tenen un tret en comú en les variacions degudes als HE (barres grises) ja sigui com refredaments o canvis en la precipitació. Això, com ja s'ha explicat prèviament, és degut al gradient de temperatura que es crea amb el refredament de l'Atlàntic nord i la regió tropical (més càlida).

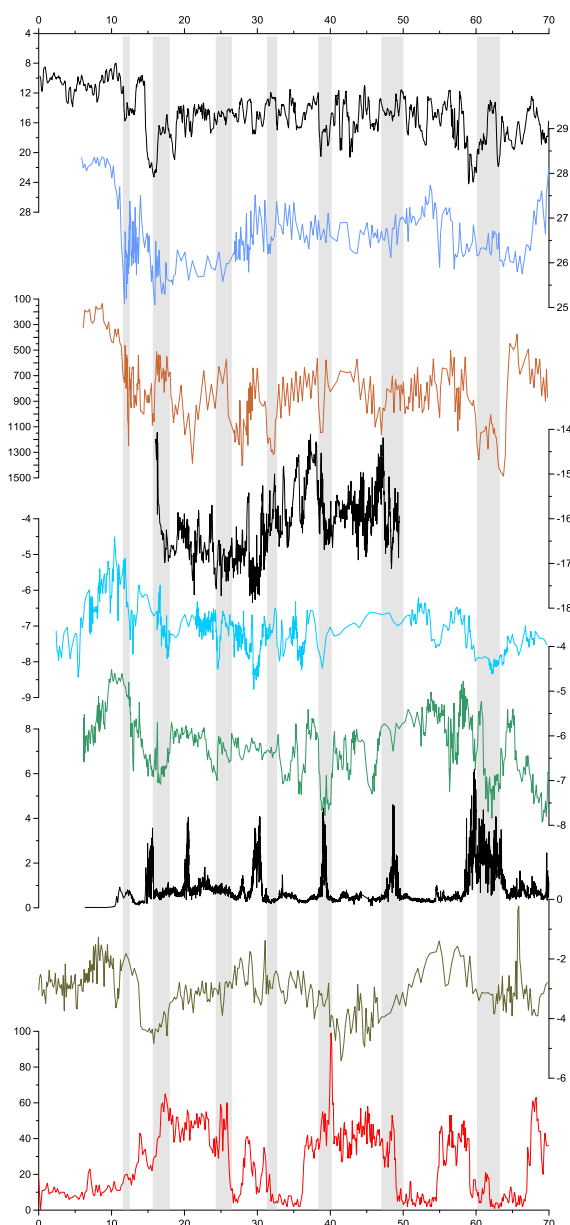


Fig.5.12.-. (A) % Reflectància al testimoni ODP1002, Cariaco (Veneçuela, (Peterson, Haug et al. 2000)); (B) $U^{k'}_{37}$ -SST en el testimoni d'estudi; (C) concentració d'alcans (ng/g) al testimoni d'estudi (MD03-2616); (D) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Pacupahuain (Kanner, Burns et al. 2012); (E) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Diamante (Cheng, Sinha et al. 2013); (F) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012); ; (G) Ti/Ca al testimoni CDH86 (Nace, Baker et al. 2014); (H) Isòtops de $\delta^{18}O$ (‰) Cova de Botuverá (Cruz, Burns et al. 2005); (I) Radiació natural γ (c.p.s.) Salar de Uyuni (Bolívia, (Baker, Rigsby et al. 2001)). Les barres de color gris marquen els HE a l'Atlàntic nord (Sanchez

Goñi and Harrison 2010)

Aquest gradient fa que la ITCZ es posicioni més al sud (van Breukelen et al. 2008). Els HE van suposar un canvi important en la hidrologia de la zona degut als canvis en el règim de pluges però també amb el canvi de les SST a regions tropicals com és el cas de la Guaiana (7°N) o els règims de vents perquè els alisis del nord es van tornar més intensos, tot ajudant a refredar l'ambient (sobretot a grans altituds com els Andes).

Taula 5.1.- HE a la regió de Guaiana basin.

HE	Δky		ΔSST	SST_{mitja}
1	15.1	16	-1.5	25.8
	16	16.6	0.9	26.0
	16.6	17.45	-0.7	25.5
2	24.7	26.9	-0.6	26.1
3	31	32.6	-1.2	26.7
4	38.4	39.7	-0.7	26.7
5	47.7	48.5	-1.0	26.5
6	60	61.7	-0.5	26.4

Dels 6 HE, només el H1 va suposar un refredament important a la regió de la Guaiana amb -1.5°C, 38% de l'amplitud glacial/interglacial acostant-se a valors més septentrionals com són *Blake Outer Ridge* (50% en ODP-1060, (López-Martínez, Grimalt et al. 2006)) o el marge ibèric (46% en MD01-2444, (Martrat, Grimalt et al. 2007)).

A la figura 5.13, es poden observar les particularitats dels H1 i H6. El H6 va suposar un canvi important a la vegetació i el H1 a les SSTs de la Guaiana.

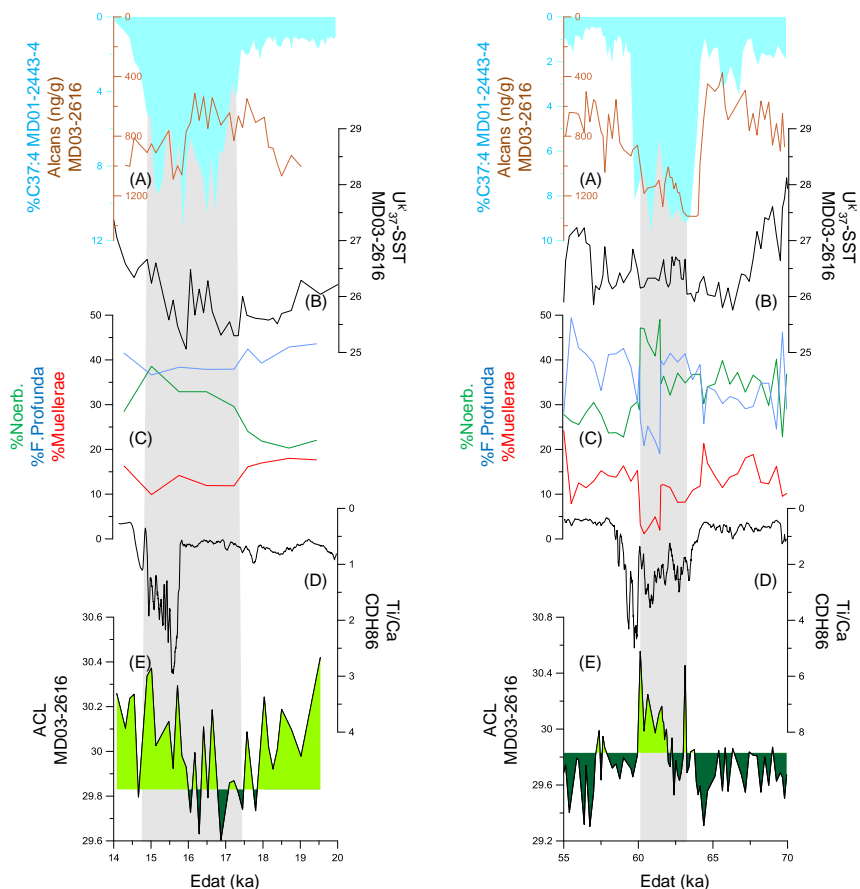


Fig.5.13.-H1 a l'esquerra i H6 a la dreta a la regió de Guaiana.

(A) % $C_{37:4}$ (blau) al testimoni MD01-2443-4 (Martrat, Grimalt et al. 2007) i en marró la concentració d'alcans (ng/g) al testimoni d'estudi (MD03-2616); (B) $U^{k_{37}}\text{-SST}$ en el testimoni d'estudi; (C) % Noerlabdaceae (verd), % F. Profunda (blau) i % Muelleriae (vermell) (López-Otálvaro, Flores et al. 2009); (D) Ti/Ca al testimoni CDH86 (Nace, Baker et al. 2014); (E) ACL al testimoni d'estudi MD03-2616.

Si s'observa la fig.5.13A (dreta) al H6 es pot veure com els alcans es corresponen molt bé amb el % $C_{37:4}$, del marge ibèric durant el H6. Això indicaria un augment de les pluges degut a un canvi en la posició de la ITCZ. Tenint en compte que a Cariaco la precipitació disminueix durant els HE (Peterson, Haug et al. 2000, Gonzalez et al. 2010), l'augment de les pluges s'hauria de concentrar a la conca sud de l'Amazones. Tal com es mostra a la

Taula 5.1, les SST no van registrar un gran refredament (fig.5.13B) i es poden dividir en dues parts: una càlida i una amb un lleuger refredament (-0.5°C). Aquestes dues parts s'observen en els percentatges de *F. profunda*, per tant es pot concloure que a les costes de la Guaiana el H6 va ser més curt, va començar més tard o només es va detectar la part final, ja que a l'inici era càlid potser degut a una major influència de l'hemisferi sud fins que a la segona part va arribar la influència del nord refredant la zona. Aquest patró (primer càlid i després fred) s'observa també a Cariaco (fig.5.12A).

Al continent, tal i com es veu reflectit als alcans, els canvis estan íntimament lligats al que passa a l'hemisferi nord. Els alcans augmenten a la vegada que va progressant el H6 a l'Atlàntic nord. Aquesta sincronia seria deguda a la migració de la ITCZ al sud degut al refredament de les aigües subtropicals. La vegetació experimenta un augment progressiu de l'ACL (fig.5.13E) que té un perfil similar al Ti/Ca (fig.5.13D) del nord-est del Brasil, això correspon a un augment de les pluges a la zona i per tant, una ITCZ amb una posició més constant sobre la zona. Durant la fase de major descàrrega d'icebergs dels HE (Bond, Heinrich et al. 1992, Sanchez Goñi and Harrison 2010) la ITCZ redueix la seva migració anual i queda localitzada a la regió del *nordeste*, tot augmentant així la precipitació en aquesta zona. Això es veu confirmat per l'augment de *F. Profunda* a la Guaiana (predomini dels alisis del nord) i unes condicions més humides de la vegetació (ACL).

El H1 (Fig.5.13 esquerra), representa un dels refredaments més importants a la regió de la Guaiana (-1.5°C). Aquest esdeveniment, es va donar en dues fases (té forma de W), dues fredes i un petit període càlid entre ambdues tal i com s'ha observat en testimonis de latituds més septentrionals (Martrat, Jimenez-Amat et al. 2014). Com a la resta de HE, el H1 va suposar un canvi en la hidrologia de la regió tropical de Sud-Amèrica, degut a una variació de la posició de la ITCZ. A la regió del *nordeste*, el H1 va suposar un canvi en la vegetació en passar d'una situació semiàrida a molt humida (Sifeddine, Spadano Albuquerque et al. 2003, Jennerjahn, Ittekkot et al. 2004). L'ACL

(fig.5.13E esquerra) mostra que durant la primera fase del H1 hi va haver un increment de la humitat a la zona perquè van disminuir les cadenes dels alcans (més arbres, menys herbes). Això coincideix amb un augment de les plantes arbòries a la regió del *nordeste* (Dupont et al. 2010). En canvi els alcans mostren una disminució degut al recobriment de la zona per boscos i per tant, la reducció de l'erosió (Fig. 5.12C). Aquests tornen a augmentar a la segona fase del H1. Aquest comportament en dues fases (o forma de W) també s'observa a la cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012) on hi ha un període petit de menor quantitat de pluja.

Un cop acaba el H1, les SSTs de la regió de la Guaiana s'escalfen amb el que seria l'equivalent al B/A de les latituds altes. Aquest comportament s'observa també a la zona de Cariaco (Peterson, Haug et al. 2000, Lea et al. 2003), però també en la majoria de coves utilitzades a la fig.6.4 on es detecta una reducció de la precipitació degut al debilitament del SASM. Tant les coves de Santiago, Diamante com Botuverá, mostren un valor més positiu de $\delta^{18}\text{O}$ (Cruz, Burns et al. 2005, Mosblech, Bush et al. 2012, Cheng, Sinha et al. 2013). Pacupahuain acaba just a l'inici del B/A (Kanner, Burns et al. 2012).

L'altre esdeveniment important a la zona, el refredament o canvi en el règim de pluges equivalent al Younger Dryas (YD), no es dona en tota la regió per igual. Les SSTs sí que el detecten, tant a Guaiana com a Cariaco, en canvi els biomarcadors continentals o no el detecten o el mostren en una menor intensitat. Els alcans del MD03-2616 (fig.5.12C) no mostren cap pic. N'hi ha un de previ però es correspon al desglaç dels Andes (és conegut a la zona com "*Amazon discharge event*" -esdeveniment de descàrrega de l'Amazones-; (Bendle et al. 2010). Les coves de Santiago, Botuverá i Diamante (Cruz, Burns et al. 2005, Mosblech, Bush et al. 2012, Cheng, Sinha et al. 2013) registren un petit augment de la precipitació a la regió. Això mateix es registra a la regió del *nordeste* del Brasil (Jaeschke, Rühlemann et al. 2007, Nace, Baker et al. 2014) on hi ha un augment de la precipitació però d'una quantitat molt menor que la dels HE. En canvi, el Salar d'Uyuni, (Baker, Rigsby et al.

2001) no registra res i segueix mostrant el seu dessecament progressiu segons avança la terminació.

Finalment, durant la terminació, tots els testimonis (exceptuant Salar d'Uyuni i *nordeste*) mostren un màxim que es correspon a l'inici de l'Holocè, més càlid i amb un sistema monsonic menys fort degut a l'activació de l'AMOC i la migració cap al nord de la ITCZ.

BIBLIOGRAFIA CAPÍTOL 5

Baker, P. A., Fritz, S. C., Garland, J., and Ekdahl, E.: Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Bolivia/Peru, and its relationship to North Atlantic climate variation, *J. Quaternary Sci.*, 20, 655-662, 2005.

Baker, P. A., Rigsby, C. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Lowenstein, T. K., Bacher, N. P., and Veliz, C.: Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409, 698-701, 2001.

Bendle, J. A., Weijers, J. W. H., Maslin, M. A., Sinninghe Damsté, J. S., Schouten, S., Hopmans, E. C., Boot, C. S., and Pancost, R. D.: Major changes in glacial and Holocene terrestrial temperatures and sources of organic carbon recorded in the Amazon fan by tetraether lipids, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q12007, 2010.

Berger, A.: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2362-2367, 1978.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Glasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonanitt, G., and Ivy, S.: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, 245-XIII, 1992.

Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C., and Bush, M. B.: A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times, *Science*, 274, 85-88, 1996.

Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Silva Dias, P. L., and Viana, O.: Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, *Nature*, 434, 63-66, 2005.

Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., and Auler, A. S.: Climate change patterns in Amazonia and biodiversity, *Nat Commun*, 4, 1-6, 2013.

Chiang, J. H. and Bitz, C.: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone, *CIDy*, 25, 477-496, 2005.

Dupont, L. M., Schlütz, F., Ewah, C. T., Jennerjahn, T. C., Paul, A., and Behling, H.: Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1, *Global Change Biology*, 16, 1647-1660, 2010.

Elias, V. O., Simoneit, B. R. T., and Cardoso, J. N.: Even N-Alkane Predominances on the Amazon Shelf and A Northeast Pacific Hydrothermal System, *Naturwissenschaften*, 84, 415-420, 1997.

Gibbs, R. J.: Wind-controlled coastal upwelling in the western equatorial atlantic, *Deep-Sea Research, Part A: Oceanographic Research Papers*, 27, 857-866, 1980.

Gonzalez, C., Urrego, L. E., Martinez, J. I., Polania, J., and Yokoyama, Y.: Mangrove dynamics in the southwestern Caribbean since the 'Little Ice Age': A history of human and natural disturbances, *The Holocene*, 2010. 0959683610365941, 2010.

Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., and Lohmann, G.: Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period, *Paleoceanography*, 22, PA4206, 2007.

Jennerjahn, T. C., Ittekkot, V., Arz, H. W., Behling, H., Patzold, J., and Wefer, G.: Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events, *Science*, 306, 2236-2239, 2004.

Kanner, L. C., Burns, S. J., Cheng, H., and Edwards, R. L.: High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial, *Science*, 335, 570-573, 2012.

Kim, J. H., Dupont, L., Behling, H., and Versteegh, G. J. M.: Impacts of rapid sea-level rise on mangrove deposit erosion: Application of taraxerol and *Rhizophora* records, *J. Quaternary Sci.*, 20, 221-225, 2005.

Laj, C. E.: Shipboard Scientific Party (2006): Physical properties of sediment core MD03-2616, doi: doi:10.1594/PANGAEA.465078, 2006. 2006.

Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., and Hughen, K. A.: Synchronicity of Tropical and High-Latitude Atlantic Temperatures over the Last Glacial Termination, *Science*, 301, 1361-1364, 2003.

Ledru, M.-P.: Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil, *Quaternary Res.*, 39, 90-98, 1993.

López-Martínez, C., Grimalt, J. O., Hoogakker, B., Gruetzner, J., Vautravers, M. J., and McCave, I. N.: Abrupt wind regime changes in the North Atlantic Ocean during the past 30,000-60,000 years, *Paleoceanography*, 21, 2006.

López-Otálvaro, G. E., Flores, J. A., Sierro, F. J., Cacho, I., Grimalt, J. O., Michel, E., Cortijo, E., and Labeyrie, L.: Late pleistocene palaeoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1-13, 2009.

Markgraf, V.: Palaeoclimates in central and south America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records, *Quaternary Sci. Rev.*, 8, 1-24, 1989.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., De Abreu, L., Hutterli, M. A., and Stocker, T. F.: Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin, *Science*, 317, 502-507, 2007.

Martrat, B., Jimenez-Amat, P., Zahn, R., and Grimalt, J. O.: Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region, *Quaternary Sci. Rev.*, 99, 122-134, 2014.

Maslin, M.: Equatorial western Atlantic Ocean circulation changes linked to the Heinrich events: deep-sea sediment evidence from the Amazon Fan, *Geological Society, London, Special Publications*, 131, 111-127, 1998.

Maslin, M. A., Ettwein, V. J., Wilson, K. E., Guilderson, T. P., Burns, S. J., and Leng, M. J.: Dynamic boundary-monsoon intensity hypothesis: evidence from the deglacial Amazon River discharge record, *Quaternary Sci. Rev.*, 30, 3823-3833, 2011.

Mosblech, N. A. S., Bush, M. B., Gosling, W. D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B. G., Curtis, J., and van Woesik, R.: North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age, *Nature Geosci*, 5, 817-820, 2012.

Nace, T. E., Baker, P. A., Dwyer, G. S., Silva, C. G., Rigsby, C. A., Burns, S. J., Giosan, L., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., and Zhu, J.: The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 415, 3-13, 2014.

Nave, S., Labeyrie, L., Gherardi, J., Caillon, N., Cortijo, E., Kissel, C., and Abrantes, F.: Primary productivity response to Heinrich events in the North Atlantic Ocean and Norwegian Sea, *Paleoceanography*, 22, PA3216, 2007.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Rohl, U.: Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290, 1947-1951, 2000.

Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J. O., López-Otálvaro, G. E., Flores, J. A., and Sierro, F.: Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic

(Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years, *Clim. Past*, 11, 1297-1311, 2015.

Sanchez Goñi, M. F. and Harrison, S. P.: Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2823-2827, 2010.

Saulo, A. C., Nicolini, M., and Chou, S. C.: Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring–summer season, *CIDy*, 16, 867-881, 2000.

Shipboard Scientific Party: Shipboard Scientific Party MD132-PICASSO, IMAGES XI Cruise Report, 2003. 2003.

Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D. A.: Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, 853-858, 2003.

Sifeddine, A., Spadano Albuquerque, A. L., Ledru, M. P., Turcq, B., Knoppers, B., Martin, L., De Mello, W. Z., Passenau, H., Landim Dominguez, J. M., Cordeiro, R. C., AbrÃ£o, J. J., and Bittencourt, A. C. D. S. P.: A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: Evidence from sedimentary and pollen analyses, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 189, 25-34, 2003.

Silva, V. B. S. and Kousky, V. E.: The South American Monsoon System: Climatology and Variability. In: *Modern Climatology*, Gillies, S.-Y. S. W. a. R. R. (Ed.), InTech, 2012.

van Breukelen, M. R., Vonhof, H. B., Hellstrom, J. C., Wester, W. C. G., and Kroon, D.: Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 275, 54-60, 2008.

Versteegh, G. J. M., Schefuß, E., Dupont, L., Marret, F., Sinninghe Damsté, J. S., and Jansen, J. H. F.: Taraxerol and Rhizophora pollen as proxies for tracking past mangrove ecosystems, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, 411-422, 2004.

Wilson, K. E., Maslin, M. A., and Burns, S. J.: Evidence for a prolonged retroflexion of the North Brazil Current during glacial stages, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 301, 86-96, 2011.

CAPÍTOL 6

**ESTUDI PALEOCLIMÀTIC AL LLARG
DELS ÚLTIMS 415.000 ANYS A
SUD-AMÈRICA.**

6.1.- BIOMARCADORS AL LLARG DELS ÚLTIMS 415.000 ANYS.

6.1.1.- SST A LA CONCA DE LA GUAIANA AL LLARG DELS ÚLTIMS 415.000 ANYS.

En aquest capítol es descriuen els canvis climàtics observats a la regió tropical de Sud-Amèrica al llarg dels últims 415.000 anys. Per fer-ho primer es presentaran els resultats dels diferents biomarcadors i després es tractaran per separat els canvis al continent i l'oceà per tal de tenir primer una visió separada i obtenir així després una visió global.

La regió de la Guaiana es troba en una zona estratègica on conflueixen aigües provinents dels dos hemisferis i es troba sota el règim de pluges anual de la ITCZ. El treball que es presenta en aquest capítol és únic a la zona tant per la resolució estudiada en el testimoni com pel llarg període de temps estudiat. El testimoni consta de 39 m que arriben fins al MIS11 (415.000 anys) amb un total de 1.440 mostres analitzades i una resolució mitjana de 284 anys.

Les SSTs a la regió de la Guaiana, estan influïdes principalment pels corrents del nord del Brasil (NBC, que prové del sud) i el nord-equatorial (NEC, que prové del nord). Les temperatures a la Guaiana, tal i com s'esperaria en una zona tropical, varien menys que a les altes latituds, essent la temperatura màxima de tot el testimoni 28.9 °C durant el MIS5e i la mínima 25.1°C durant el MIS2. La diferència entre tots dos extrems és de 3.8°C on l'esdeveniment més important és la terminació I amb 3°C de diferència. Tot i això, les temperatures de la Guaiana poden registrar molts dels canvis de temperatura i esdeveniments que es donen a latituds mitges com el marge ibèric, o altes com el nord de l'Atlàntic o Groenlàndia.

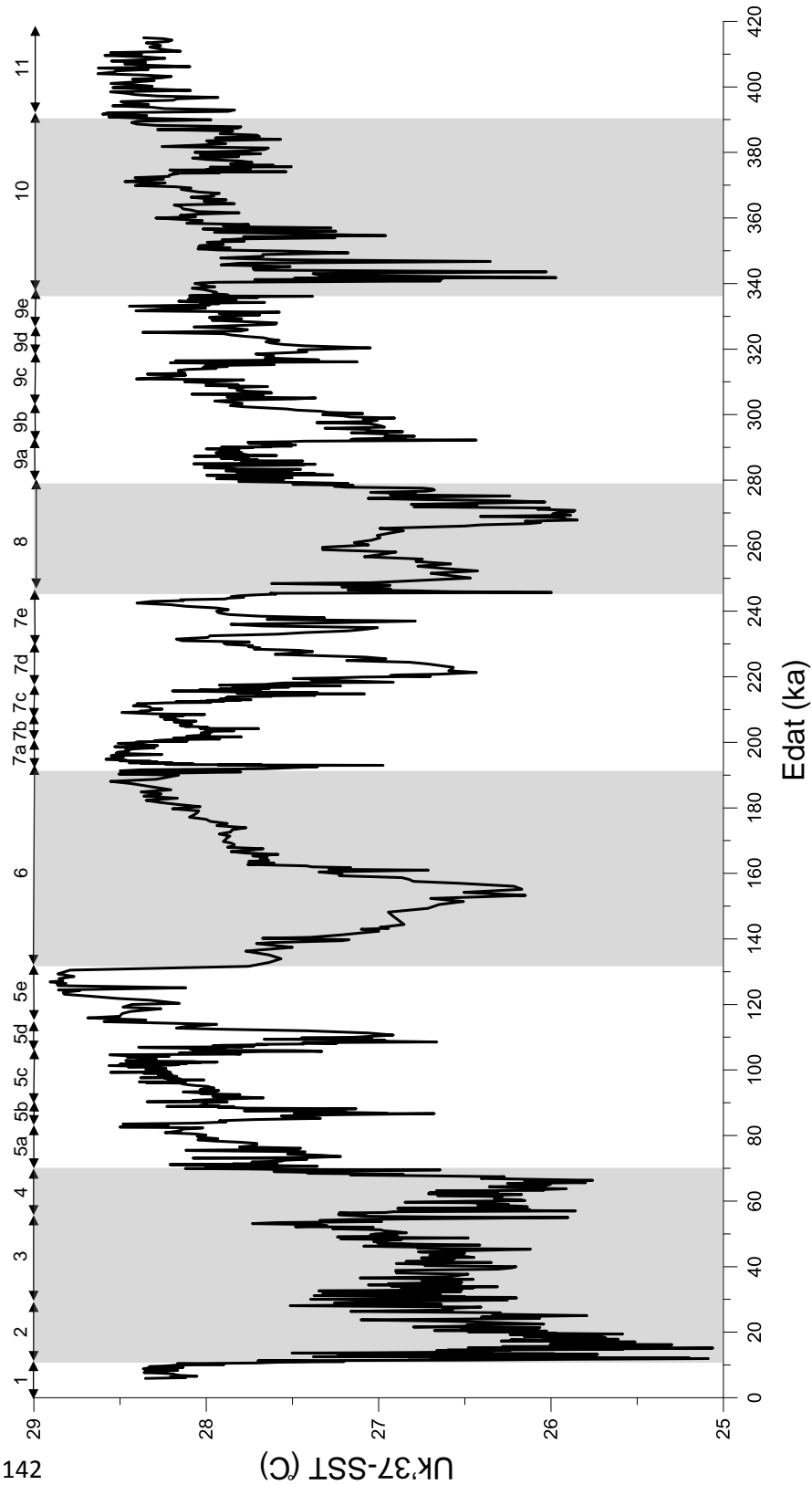


Fig.6.1. SST a la regió de la Guaiana al llarg dels últims 415.000anys
- U_{37}^{Kl} -SST (C). Les barres blaves marquen els períodes glacials.

Taula 6.1.- Episodis glacials i interglacials observats a la regió de la Guaiana a partir del testimoni MD03-2616 mitjançant les $U_{37}^{k'}$ -SST (°C).

MIS	ESTADIAL/ INTERESTADIAL	INICI	FINAL	SST min	SSTmax	SSTmitja
1	1e	5.89	10.46	27.7	28.4	28.2
2	2	10.46	29.10	25.1	27.7	26.2
	YD	10.46	12.43	25.1	27.7	26.2
	B/A	12.43	14.9	25.7	27.5	26.5
	LGM	14.9	29	25.1	27.5	26.1
3	3	29.10	57.00	25.9	27.7	26.9
4	4	57.40	73.04	25.8	28.2	26.9
5	5a	73.02	84.88	27.2	28.5	27.9
	5b	84.88	88.35	26.8	27.8	27.4
	5c	88.35	107.70	27.3	28.6	28.1
	5d	107.70	112.50	26.8	27.9	27.3
	5e	112.50	130.50	27.9	28.9	28.6
6	6	130.50	191.90	26.1	28.8	27.6
	6a	130.50	162.30	26.1	27.8	27.1
	6b	162.30	191.90	27.4	28.6	28.0
7	7a	191.90	200.00	27.0	28.6	28.2
	7b	200.00	210.00	27.7	28.5	28.1
	7c	210.00	219.02	26.10	28.4	27.8
	7d	219.02	228.43	26.4	27.7	27.0
	7e	228.43	245.23	26.9	28.4	27.8
8	8	245.23	277.00	25.8	27.6	26.8
9	9a	277.00	291.57	26.8	28.1	27.7
	9b	291.57	302.10	26.4	27.8	27.1
	9c	302.10	316.50	27.1	28.4	27.9
	9d	316.50	323.46	27.0	28.2	27.6
	9e	323.46	340.40	27.4	28.4	28.0
10	10	340.40	374.00	26.0	28.5	27.8
	10a	340.40	349.90	26.0	27.9	27.3
	10b	349.90	374.00	27.0	28.5	28.0
11	11	374.00	415.00	27.5	28.6	28.1

A la figura 6.1 es pot observar com el període més càlid correspon a l'últim interglacial i el més fred a l'últim glacial. Respecte a la resta de glacials es podrien dividir en dos grups: el MIS6 i el MIS10 que tenen dues parts ben diferenciades ("a" i "b") amb un període fred i un càlid i el MIS8 que té una forma similar al MIS2-4. Això es pot comprovar a la taula 6.1 on es poden veure aquestes semblances i diferències entre uns i altres. En els interglacials en canvi, trobem que només el MIS11 s'acosta a les SSTs registrades durant el MIS5. El MIS7 i el MIS9 són menys càlids i a la vegada cadascun és totalment diferent a l'altre. Mentrestant el MIS9 té un perfil similar al MIS5 amb els 3 interestadials molt marcats, el MIS7 és una mica "peculiar" perquè l'interestadial més càlid és el 7a (per sobre del veritable interglacial, *taula 6.1*).

6.1.2.- BIOMARCADORS TERRÍGENS.

Com es va comentar en el capítol anterior s'han estudiat els alcans que registren la influència de les aportacions provinents de la vegetació continental i el taraxerol que registra només les aportacions dels manglars.

Els alcans s'han fet servir com a indicadors de la influència de pluja/descarrega fluvial, l'ACL com indicador del tipus de vegetació (sabana o selva) i el taraxerol com indicador dels boscos de manglars i els possibles canvis de nivell de mar locals. A la figura 6.2 es troben representats aquests biomarcadors continentals.

A la fig. 6.2A es mostra el registre d'alcans, que ja s'han vist prèviament, i l'ACL (fig.6.2B) que proporciona informació dels canvis en la vegetació, principalment de la selva amazònica degut a les aportacions fluvials dels compostos. La llargada de les cadenes dels alcans pot variar degut a canvis en la temperatura o canvis en la precipitació, tot depenent de la zona d'estudi i el tipus de vegetació que hi hagi. A la regió amazònica, la poca variació en la

temperatura fa que els canvis en la precipitació (ITCZ) siguin els que més influeixin en la llargària de les

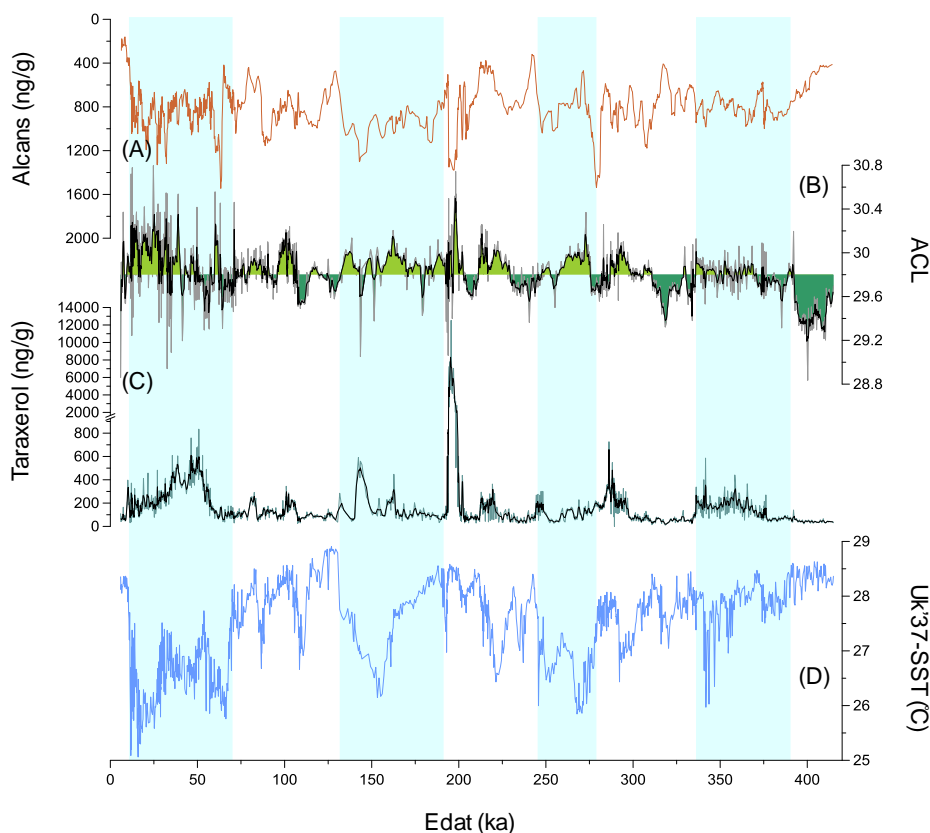


Fig. 6.2.- Biomarcadors estudiats al testimoni MD03-2616 al llarg dels últims 415,000 anys.

(A) Concentració d'alcans (ng/g); (B) ACL; (C) Concentració de taraxerol (ng/g); (D) $U_{37}^{k'}$ -SST (C). Les barres blaves marquen els períodes glacials.

cadenes dels alcans. Estudis previs com el de Hughen, Eglinton et al. (2004) mostren aquesta relació (en aquest cas dels àcids carboxílics) a la regió de l'Amazònia. Aquests canvis mostren informació sobre variacions en la vegetació. Un nombre major de sabanes comporta un ACL més gran i una extensió més gran de selves es manifesta per una ACL menor.

L'ACL, com la concentració dels alcans, depèn en darrera instància de la insolació perquè aquesta també determina la ITCZ. Tot i això el testimoni

mostra un patró clar: durant els períodes glacials l'ACL és més alt que vol dir que hi ha un augment de les sabanes (augmenta la concentració dels alcans de 31 àtoms de carbonis i sobretot de 33). Durant els interglacials (1e, 5e, 7e, 9e i 11) l'ACL assoleix valors més petits (pròxims a 29) que indica un canvi en la vegetació (expansió de les selves a l'Amazònia). Així i tot, els diferents interestadials són complexos i en paral·lel a aquesta complexitat varia l'ACL que de vegades torna a tenir valors més propers a 29.

L'altre indicador de vegetació, el taraxerol (fig.6.2c) mostra una variabilitat periòdica també dominada per la insolació de l'hemisferi nord. També es poden observar dos trets principals:

per una banda, durant els glacials hi ha més concentració de taraxerol que durant els interglacials. Així, en els glacials les concentracions són més grans i arriben a un punt màxim durant les terminacions (T-I, T-II, T-IIIa i T-IIIb) i durant les transicions d'un estadal a un interestadal (5b/5a, 5d/5c, 9b/9a).

Per altra banda, hi ha un període de gran quantitat de taraxerol (un pic que surt d'escala al gràfic). Normalment al llarg del testimoni la concentració arriba a màxims de 800 ppb i en aquest període els valors arriben fins a 12.5 ppm (fig.6.3). Això també es reflecteix en els alcans on la concentració es duplica durant aquest període perquè els manglars, com arbres que són, també tenen alcans a les fulles. L'ACL en aquest episodi canvia cap a valors més pròxims a 29 tot indicant un augment o un predomini de vegetació arbòria. Aquest esdeveniment s'observa durant l'interestadal 7a, cosa poc freqüent perquè durant els interglacials la concentració és baixa. A part del pic fora d'escala i la gran quantitat de matèria orgànica, les diverses mostres que estan afectades per aquest esdeveniment presenten restes vegetals (trossos de fulles, branquetes,...etc) que es poden observar amb la lupa (*personal communication* F.J. Sierro). Això fa que per exemple, els alcans que segueixen molt bé el perfil dels isòtops de les coves de la Xina just en aquest punt divergeixin de les coves, possiblement degut a la influència d'aquest esdeveniment.

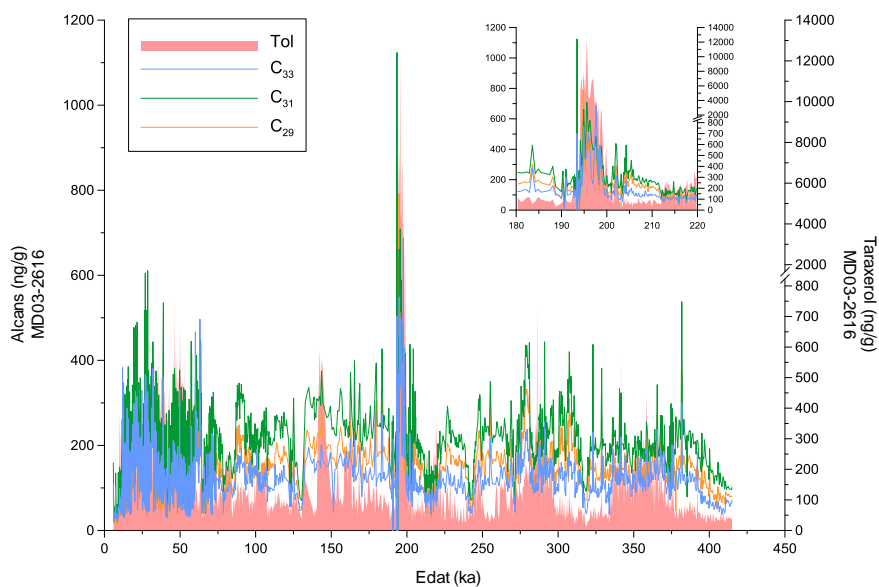


Fig.6.3.- Concentració dels alcans C29, C31, C33 i taraxerol.

Figura gran concentracions durant els 415.000 anys. Figura petita: concentració dels mateixos compostos durant l'esdeveniment de gran quantitat de taraxerol.

6.2.- DISCUSSIÓ

6.2.1.- CANVIS EN LA PRECIPITACIÓ I VEGETACIÓ A SUD-AMÈRICA

6.2.1.1.- CANVIS EN LA PRECIPITACIÓ.

Tal i com s'ha comentat al capítol 5, els alcans obtinguts a l'estudi del testimoni MD03-2616 segueixen força bé els canvis de precipitació a la regió tropical de Sud-Amèrica tenint en compte els registres que hi ha al continent (coves, llacs,..., etc.).

A la figura 6.4 es pot veure com els alcans registren els mateixos canvis que els trobats a les coves de Santiago (Serralada dels Andes, vessant est, (Mosblech, Bush et al. 2012)) i Botuverà (sud-est del Brasil, (Cruz, Burns et al. 2005)).

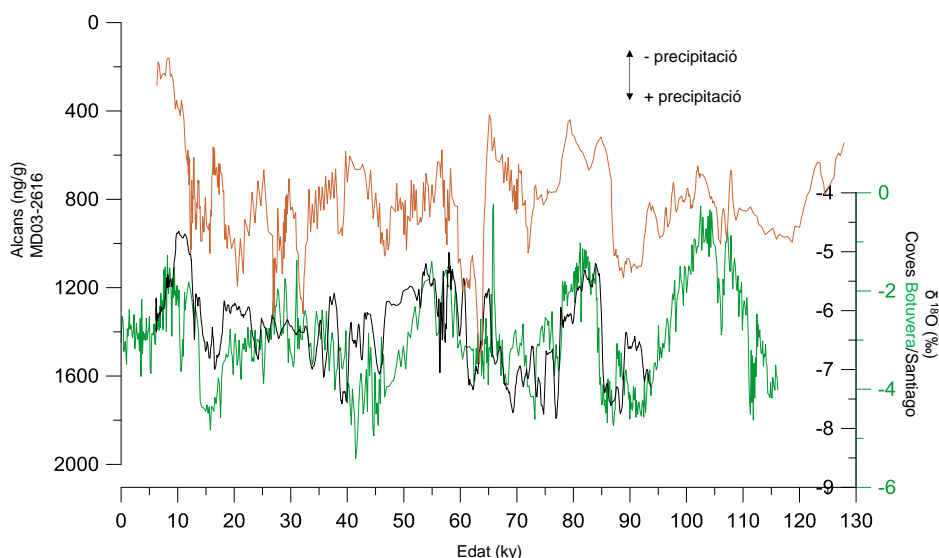


Fig.6.4.- Canvis en la precipitació a la regió tropical.

En marró es poden observar els alcans (en concentració, ng/g) i en negre i verd els isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) i a la cova de Botuverà (Cruz, Burns et al. 2005) respectivament.

Aquestes coves tracen molt bé els canvis de la precipitació a la regió tropical sud-americana però només arriben fins a quasi 120,000 anys a Botuverá. Per tant, el testimoni estudiat en aquesta tesi doctoral permet allargar la informació sobre la precipitació a la regió de l'Amazònia fins als 415 ka quan es fan servir els alcans (fig.6.5a) com a indicadors de precipitació/descàrrega fluvial.

La concentració d'alcans s'ha comparat a la fig.6.5 amb les coves de la Xina (Sambao/Hulu; (Wang et al. 2008)) tot mostrant un patró molt similar als isòtops d'oxigen de les coves (fig.6.5b). Aquestes segueixen els canvis en el monsó del sud-est asiàtic que depèn dels moviments de

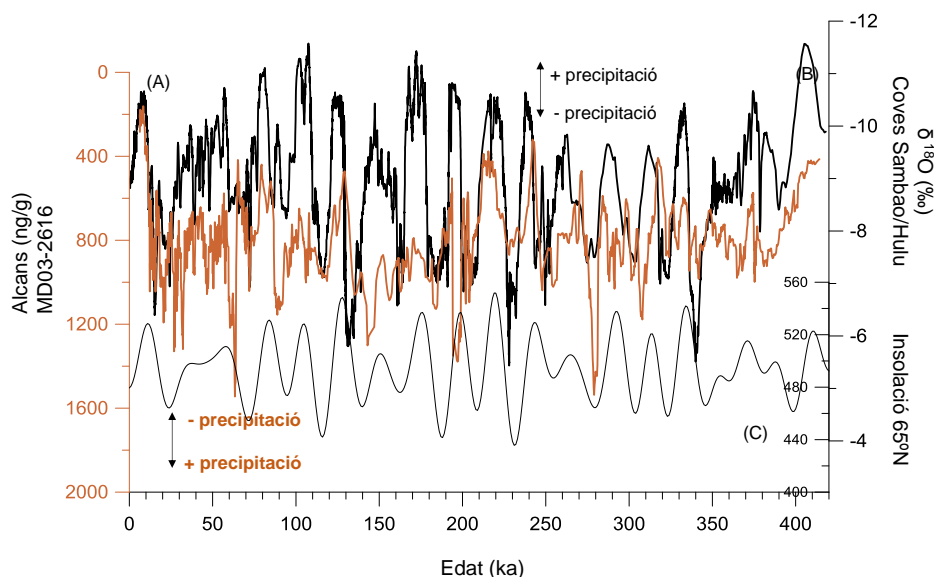


Fig.6.5.- Precipitació a la regió tropical de Sud-Amèrica al llarg dels últims 415,000 anys.

(A) Concentració d'alcans (ng/g) del testimoni d'estudi MD03-2616; (B) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a les coves de la Xina de Sambao i Hulu (Wang, Cheng et al. 2008); (C) Insolació el 21 de Juny a 65°N (Berger 1978).

la ITCZ, però en sentit invers. És a dir, quan plou a les coves de la Xina, s'observa una migració de la ITCZ cap al nord (nord de Veneçuela i Mar Carib) a Sud-Amèrica, per tant els resultats semblen estar en antifase pel que fa a pluges. Quan plou a Hulu/Sambao no plou a Botuverá i l'Amazònia i a

l'inrevés. Els canvis en la concentració d'alcans i en la precipitació de les coves està marcat pels moviments de la ITCZ, que, com s'ha esmentat, depèn de les variacions en la insolació a l'hemisferi nord (Berger 1978) i els canvis de les SST a l'Atlàntic tropical.

Tant les SSTs com la resta de biomarcadors registren aquests canvis en forma de refredaments/escalfaments o menys/més precipitació. A la fig.6.6 es representen dos exemples ben diferents, interglacial i glacial, de la distribució de les pluges i canvis de la vegetació (fig.6.6). Durant un interglacial, amb SSTs càlides (arribant a valors de més de 28°C), la GC és intensa i la ITCZ té una migració àmplia arribant fins al Mar Carib (Peterson, Haug et al. 2000, Hodell, Anselmetti et al. 2008, Schmidt and Spero 2011). Això provoca una estacionalitat més marcada (més km per recórrer en 1 any), és a dir, les estacions seques es fan més llargues i les humides més curtes.

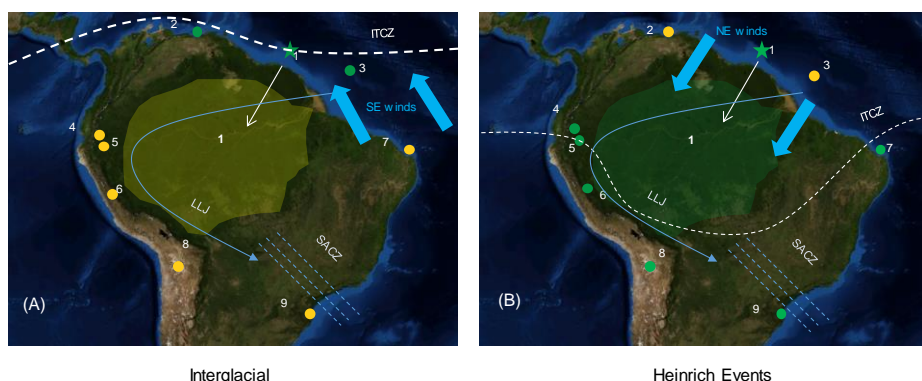


Fig.6.6.- Canvis en la posició de la ITCZ durant interglacials i els HE.

(1) Concentració d'alcans (ng/g) al testimoni d'estudi; (2) % Reflectància (ODP 1002, Cariaco) (Peterson, Haug et al. 2000), (3) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Cova de Santiago (Mosblech, Bush et al. 2012); (4) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Cova Diamante (Cheng, Sinha et al. 2013); (5) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Cova Pacupahuain (Kanner, Burns et al. 2012), (6) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Cova Pacupahuain (Kanner, Burns et al. 2012), (7) Ti/Ca GeoB3910 (Jaeschke, Rühlemann et al. 2007), (8) Radiació γ -natural (c.p.s.) al Salar de Uyuni (Baker, Rigsby et al. 2001), (9) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) Cova de Botuverá (Cruz, Burns et al. 2005). Color verd= més precipitació, color groc=menys precipitació.

Per altra banda aquesta circulació afavoreix un afebliment del sistema SASM perquè el SACZ es veu afeblit. Les coves andines, Botuverá i els registres del *nordeste* indiquen que hi ha una disminució de la precipitació tot i ser un període càlid. Els alcans mostren una disminució de la concentració que es correspon amb una disminució del cabal del riu o de les pluges, però en canvi, registren cadenes més curtes en concordança amb el tipus de vegetació que hi ha a la zona (selva amazònica). Aquesta es retroalimenta amb la circulació diària de la humitat (evaporació matí/pluja a la tarda) i la humitat que li ve mitjançant els vents alisis.

Durant les èpoques glacials la precipitació a la zona disminueix degut als vents alisis més freds. També hi ha un nivell del mar més baix que contribueix a què les condicions ambientals fossin més seques (Thompson et al. 2005). De fet, la humitat va disminuir fins al 80% de l'actual sobre l'oceà i fins al 40% de l'actual a 4000 m sobre el nivell del mar (Broecker 1997).

Durant aquest període la regió de la Guaiana va registrar un refredament en les SSTs (Rama-Corredor, Martrat et al. 2015). Al continent els canvis foren deguts als canvis que patí la posició de la ITCZ degut al refredament de l'Atlàntic tropical tant a la conca oriental (Weldeab et al. 2007, van Breukelen, Vohnhof et al. 2008, Weldeab et al. 2011) com a l'occidental (Schmidt and Spero 2011). LA ITCZ migrà cap al sud mantenint-se a prop de l'equador. Això feu que augmentessin els cabals dels rius que estan més a prop de l'equador degut a un augment de la precipitació (Sifeddine et al. 2003, Jennerjahn, Ittekkot et al. 2004, Wang, Auler et al. 2004, Jaeschke, Rühlemann et al. 2007, Nace, Baker et al. 2014).

Per contra al nord (Amèrica Central (Hodell, Anselmetti et al. 2008) i nord de Sud-Amèrica (Yarincik et al. 2000, González, Dupont et al. 2008) les pluges disminuïren i les sabanes i plantes adaptades a un clima més àrid augmentaren. A la regió andina, la precipitació es va veure incrementada tal i com registren les coves (Kanner, Burns et al. 2012, Mosblech, Bush et al.

2012, Cheng, Sinha et al. 2013) i el Salar d'Uyuni (Baker, Rigsby et al. 2001). Quan la ITCZ se situa al sud, els vents alisis del nord són més intensos (Sylvestre 2009), el SACZ es veu enfortit i augmenta la precipitació a la regió de la cova de Botuverá (Cruz, Burns et al. 2005). Aquestes variacions en la precipitació, unides a la baixada de temperatures durant els períodes freds (de fins a 1.5°C) en les SSTs de Guaiana van afectar sobretot a la vegetació de la zona, tant de les zones planes com les andines. A la zona plana de la conca de l'Amazones, es van reduir les selves (quedant aïllades unes de les altres) i augmentaren les sabanes (van der Hammen 1974, Colinvaux, De Oliveira et al. 1996, Hooghiemstra and van der Hammen 1998).

Aquests canvis en les SSTs de la regió tropical atlàntica, tenen una influència directa no només en la regió amazònica, sinó en la regió andina i en la regió tropical de l'hemisferi sud com pot ser la zona on està situada la cova de Botuverá que rep una influència indirecta d'aquests canvis. A la regió andina, llacs com el de Fiquen, mostren una davallada de les temperatures d'entre 5-9°C al LGM respecte l'Holocè (Groot et al. 2011). Aquests refredaments a l'atmosfera s'han estudiat a les glaceres dels andes al llarg dels Andes (Thompson et al. 1995, Thompson, Davis et al. 1998) on mostren una variabilitat com a Groenlàndia (amb B/A i YD, per exemple).

6.2.1.2.- CANVIS EN LA VEGETACIÓ A LA ZONA AMAZÒNICA.

La vegetació a la zona tropical de Sud-Amèrica és molt variada i extensa. Degut a la informació que ens proporcionen els biomarcadors que hem estudiat ens descriuen dues zones: baixes (*low-lands* en anglès) que comprenen la selva amazònica, els boscos atlàntics tropicals i les sabanes (la Gran Sabana, al nord de l'Amazònia -Veneçuela- i el *Cerrado* al sud de l'Amazònia -Brasil-) i altes que comprenen els Andes. En aquest testimoni no es disposa d'estudi palinològic però sí de biomarcadors de la vegetació com s'ha descrit en el capítol 5. Per tant, s'ha fet servir l'ACL per la vegetació juntament amb els alcans per seguir l'evolució del sistema selva/sabana i el

taraxerol per veure l'evolució dels boscos de manglars. Respecte als boscos dels Andes s'ha comparat el testimoni d'un llac andí amb les dades obtingudes al testimoni MD03-2616.

Com s'ha comentat prèviament la precipitació a la zona tropical, està íntimament lligada a les variacions en la insolació a l'hemisferi nord però també a l'evaporació, variacions en el règim de vents,..., etc.

L'ACL mostra uns patrons clars: interglacials tipus E (5E, 7E, 9E, 11E) amb valors baixos i interglacials tipus A i C (5A, 5C, 7A, 7C, 9A, 9C, 11A, 11C) amb valors elevats (fig.6.7c). Durant els interglacials tipus E hi ha un augment de la cobertura vegetal (ACL baix, pròxim a 29) perquè les selves s'expandeixen des dels refugis als quals havien quedat reduïdes durant el glacial (Colinvaux, De Oliveira et al. 1996). Degut a aquest procés d'expansió i una menor erosió la variació dels alcans no es correspon amb la de l'ACL. Malgrat esser un període càlid i humit el testimoni MD03-2616 registra unes concentracions menors d'alcans perquè hi ha menys erosió.

En canvi, durant els interglacials tipus A i C, l'ACL té un patró similar als alcans i la insolació del nord. Això és degut a la influència directa de la ITCZ sobre la zona. Una insolació major provoca una migració més al nord de la ITCZ i una major estacionalitat a la vegada que una precipitació menor. Això és el que mostren tant els alcans com l'ACL durant aquests períodes. En canvi durant els interglacials tous B i D hi ha un augment de la precipitació i un increment de les selves (ACL més petit).

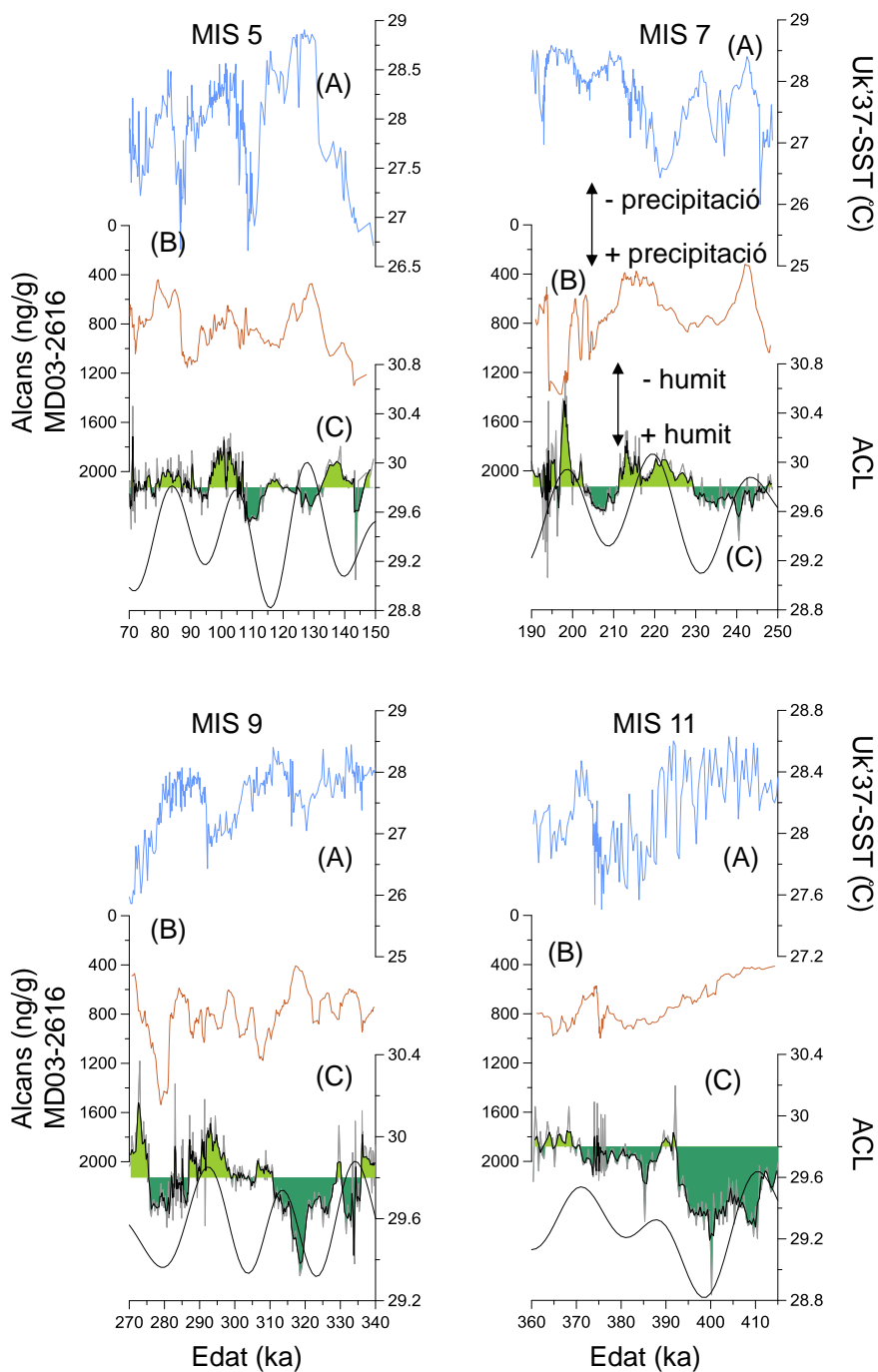


Fig.6.7.- Biomarcadors de la vegetació durant els interglacials.

(A) U'_{37} -SST (°C). (B) Concentració d'alcans (ng/g); (C) ACL. La corba representada en negre correspon a la insolació el 21 de Juny a 65°N (Berger 1978).

6.2.1.3.- CANVIS EN LA VEGETACIÓ A LA REGIÓ DELS ANDES

El testimoni sedimentari dels Andes emprat per comparar amb el testimoni MD03-2616 comprèn 60 m de llargada i es recollí al llac de Fiquen a la *Cordillera est* dels Andes Colombians.

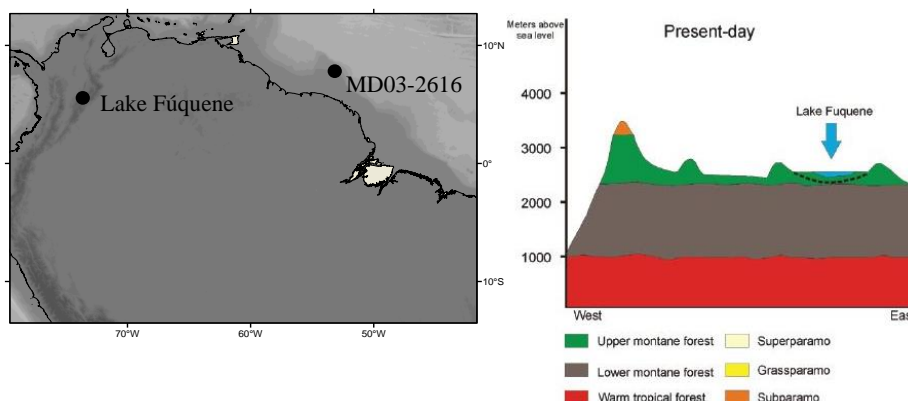


Fig.6.8.- Localització del llac Fúquene.

Imatge esquerra: Posició dels testimonis de Fúquene (Fq-9) (Groot, Bogotá et al. 2011) i Guaiana (MD03-2616). Imatge dreta: esquema de la posició del llac envers els Andes i el tipus de vegetació que l'envolta (modificat a partir de (Groot, Bogotá et al. 2011)).

En diversos estudis s'ha analitzat el pol·len de les diferents espècies que es troben al voltant del llac a altíssima resolució (Bogotá-A et al. 2011, Groot, Bogotá et al. 2011, Bogotá-A et al. 2016). La temperatura mitjana anual al voltant del llac a 2540 m varia entre els 13 i 14°C. Actualment hi ha dues temporades seques i dues humides com a conseqüència del règim de pluges controlat per la posició de la ITCZ.

En l'actualitat, el llac està envoltat per boscos però es coneix que en períodes més freds (glacials o estadials), els boscos andins migren cap a altituds més baixes (temperatures més càlides) tot deixant lloc al voltant del llac a una vegetació típica de zones fredes com els *pàrams* i *subpàrams* (tipus de prat alpí i prat subalpí).

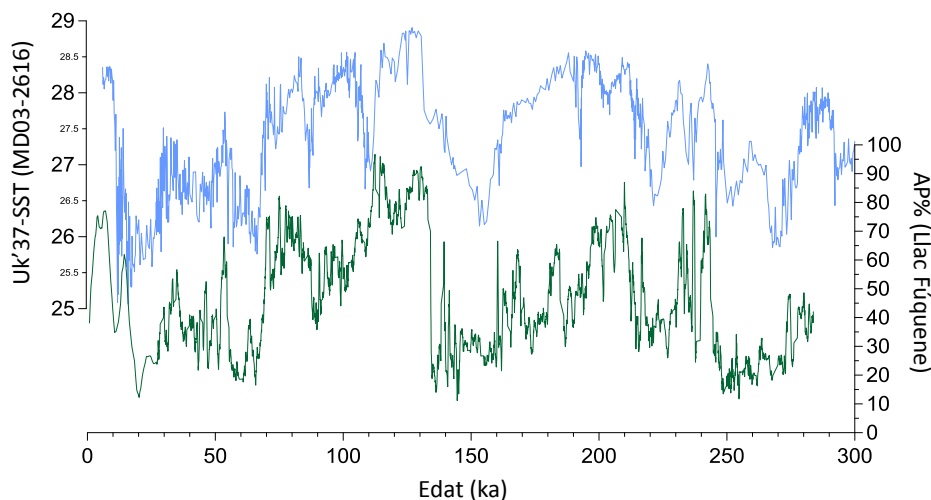


Fig.6.9.- Comparació entre les SST i el pol·len al llarg de 300.000 anys.

Comparació entre les $U_{37}^{K'}$ -SST (°C) de la regió de la Guaiana i el pol·len arbori (AP%) del llac Fúquene (Groot, Bogotá et al. 2011).

A la figura 6.9 es mostren els registres de pol·len de Fúquene i les SSTs de Guaiana. Ambdós registres tenen una bona correlació tot i estar separats per 2400 km. El percentatge de pol·len augmenta amb l'increment de temperatura del mar i disminueix quan davalla aquesta. La relació ve donada per la dependència de la temperatura atmosfèrica de la temperatura del mar a la zona.

Quan hi ha un refredament a l'Atlàntic nord, hi ha un refredament progressiu cap a l'equador. A la vegada es forma un gradient de temperatura (nord fred-equador càlid) que provoca un increment en la intensitat dels vents alisis tot donant lloc a un canvi de posició de la ITCZ cap al sud. Aquests canvis es veuen reflectits en les SSTs i el corresponent refredament als Andes. Si es considera més en detall l'últim cicle climàtic i el penúltim interglacial (fig.6.10) es pot veure que la correspondència és molt bona en ambdós períodes. La semblança és molt millor que quan es compara el registre de SST del MD03-2616 amb testimonis d'altres de latituds més altes com podria ser el marge ibèric o Groenlàndia.

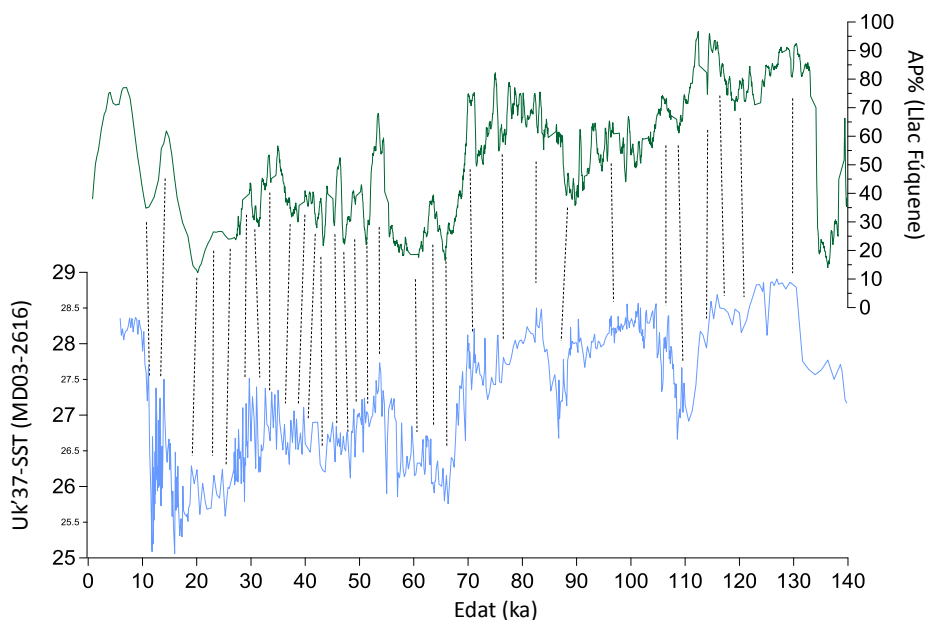


Fig.6.10.- SSTs de Guaiana vs AP% del llac Fúquene durant els últims 140,000 anys.

En blau estan representades les U'_{37} -SST (°C) i en verd el %AP del llac Fúquene (Groot, Bogotá et al. 2011).

L'únic punt on s'observa una discrepància és just durant l'inici del glacial al continent als 110 ka. En aquest moment hi ha un canvi en la vegetació al voltant del llac i apareix la vegetació alpina i subalpina, *pàram* i *subpàram* (fig.6.11) per primera vegada des de l'anterior glacial.

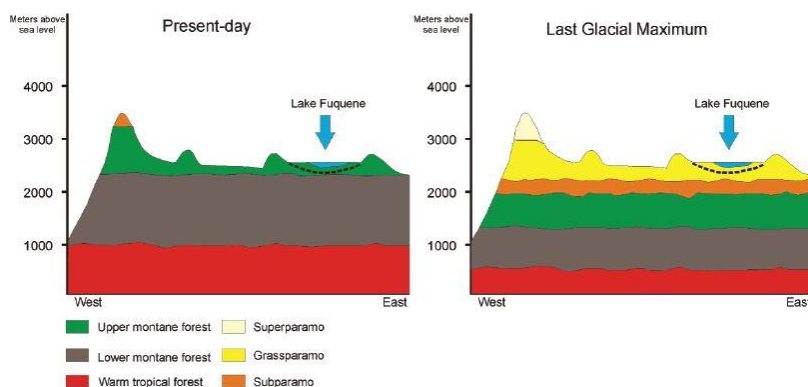


Fig.6.11.- Variació de la vegetació al voltant del llac durant l'últim glacial.

(Groot, Bogotá et al. 2011)

Això féu que el percentatge de pol·len arbori disminuís però que es continuessin observant en aquest testimoni els esdeveniments que registren les temperatures marines. Les SSTs no van mostrar canvis tan grans com en el pol·len però sí altres biomarcadors com els alcans que no presenten una concentració similar a l'esperada per un període càlid sinó que tenen uns valors similars als del glacial. Per altra banda s'observa un increment en el flux de compostos (i de la sedimentació) que podria estar relacionat amb canvis en la vegetació o el règim de pluges.

Durant el penúltim cicle climàtic, les corbes segueixen mantenint el mateix patró amb petites diferències com pot ser la part inicial del glacial que a la Guaiana va ser inusualment càlid (apartat 6.1). Tots dos registres en alta resolució mostren dades climàtiques (pol·len i SSTs) de zones tropicals de l'Atlàntic d'una antiguitat a la que no s'ha arribat en cap altre testimoni publicat. Si s'observa amb atenció el MIS7 es pot veure una correspondència entre els refredaments i escalfaments registrats a l'oceà i al continent. De fet, hi ha correspondències que només es troben entre aquests dos testimonis i no amb altres, (fig.6.13) com el testimoni del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007). Aquesta característica, que és molt destacable en el MIS7, és general per a la major part del testimoni MD03-2616, tal com ja s'ha indicat anteriorment.

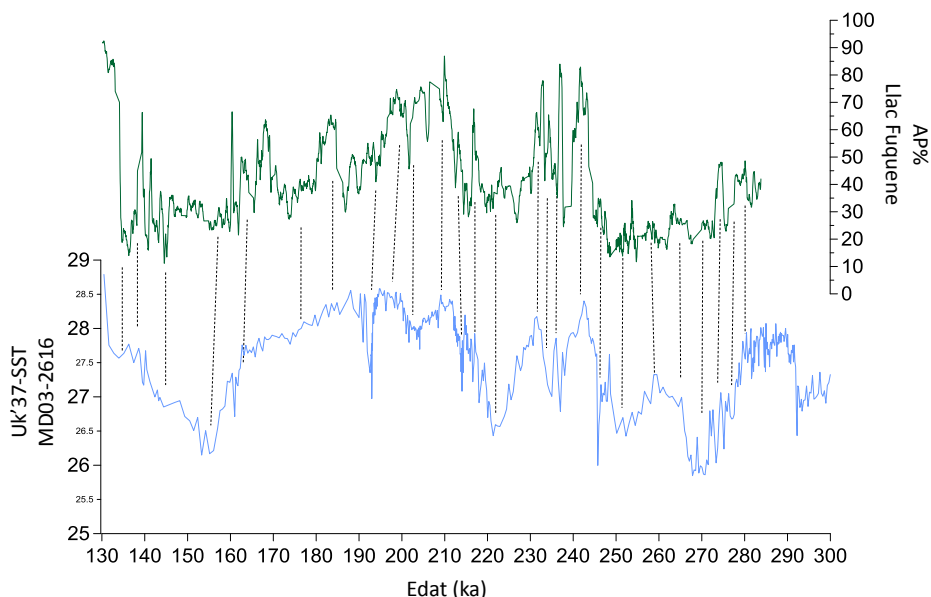


Fig.6.12.- U'_{37} -SST (°C) de Guaiana vs AP% del llac Fúquene el penúltim cicle climàtic (des de 290,000 anys fins a 140,000 anys). (Groot, Bogotá et al. 2011, Bogotá-A, Hooghiemstra et al. 2016).

A la fig.6.13 es pot veure la bona correlació de SSTs que hi ha els testimonis marins MD03-2616 i MD01-2443,4 durant el glacial (MIS8) però a partir de la terminació ambdós testimonis difereixen. En canvi, les SSTs de la Guaiana i l'AP% (ambdós tropicals) segueixen el mateix perfil i al mateix temps. Aquests dos mostren un refredament que podria correspondre a l'equivalent a un Younger Dryass (YD) durant la terminació IIIa i un escalfament ràpid (abans que al marge ibèric).

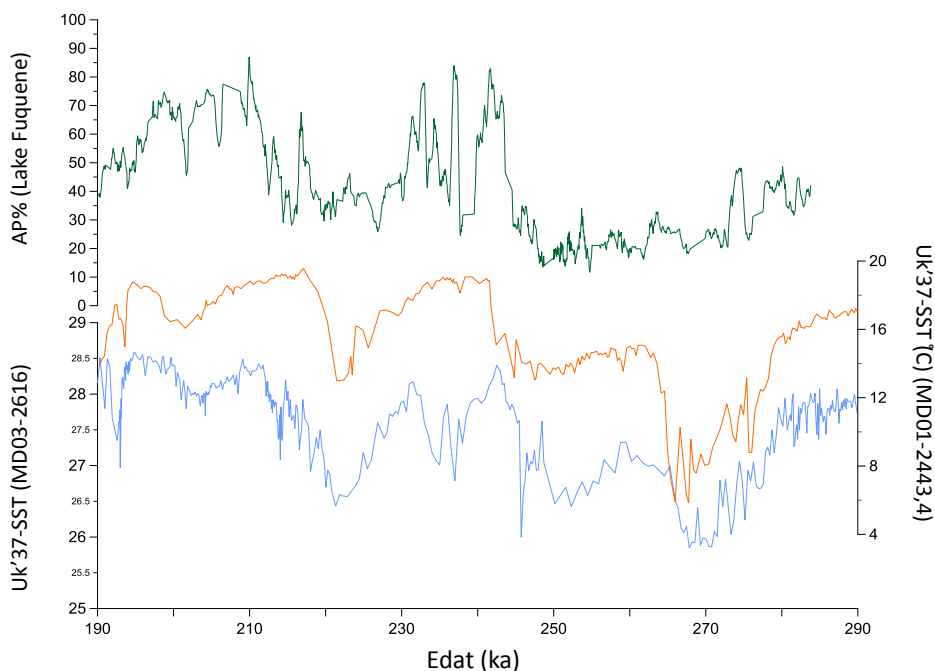


Fig.6.13.- Comparació de les SSTs de Guaiana i el marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007) i el %AP del llac Fúquene.

(Groot, Bogotá et al. 2011, Bogotá-A, Hooghiemstra et al. 2016)

Aquest YD també s'observa a les coves de la Xina (Wang, Cheng et al. 2008). L'interglacial (7e) no va ser gaire càlid (27.8°C de mitjana davant dels MIS5 i MIS1 que van ser més càlids, 28.6°C i 28.2°C , respectivament). A més de ser menys càlid, té una sèrie d'esdeveniments que només s'observen en els dos testimonis tropicals. Bogotá-A, Hooghiemstra et al. (2016), numeren els diferents esdeveniments observats en el pol·len com estadials i interestadials independents i no com pertanyents a un "interglacial 7e".

A més de les diferències entre les SSTs dels testimonis MD03-2616 i MD01-2443,4 de l'interglacial tipus 7E, també hi ha les diferències en la terminació IIIb (interglacial tipus 7D). L'escalfament a Guiana té lloc més tard, i amb molta variabilitat, que en els testimonis de referència de l'Atlàntic nord com el del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007). El clima va ser molt canviant i inestable tant a la Guaiana com als Andes tal i com queda registrat

en tots dos testimonis. Una vegada assolit el 7C, ambdós testimonis, MD03-2616 i MD01-2443,4 tornen a sincronitzar les seves SSTs.

Els registres de diversos llacs andins (Urrego et al. (2016) són coherents amb aquesta tendència i mostren els canvis produïts a la zona durant l'últim glacial. Aquests canvis en la vegetació solen ser deguts a canvis de temperatura de l'atmosfera o de la precipitació (canvis en el nivell del llac). La majoria dels llacs mostren canvis similars als que es registren a l'hemisferi nord (independentment de que estiguin al nord o sud de l'equador) però amb diferent sensibilitat a la varietat mil·lenària, tot depenent de la seva altitud i tipus de vegetació que tenen al voltant. Això és degut a la connexió que existeix mitjançant el LLJ (Zhou and Lau 1998) i els vents alisis amb l'oceà Atlàntic i per tant amb els canvis a l'oceà atlàntic nord. Els canvis registrats a la regió de la Guaiana i per tant els moviments de la ITCZ afecten a tota la regió en quant a pluges tal com ja s'ha descrit.

6.2.2. CANVIS EN LES SST DE L'ATLÀNTIC NORD.

Tal i com s'ha anat comentant al llarg d'aquest capítol, si es comparen les SSTs del testimoni MD03-2616 amb les obtingudes al marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007) es pot observar que la semblança entre ambdós testimonis és molt gran (fig.6.14). A la part superior de la figura es pot veure com la variabilitat de la Guaiana és molt menor que la del marge ibèric, perquè és un sediment tropical, tot i això mostra gran part dels canvis principals registrats a les temperatures al llarg d'aquests anys tal i com mostra la fig.6.2 inferior amb una escala pròpia.

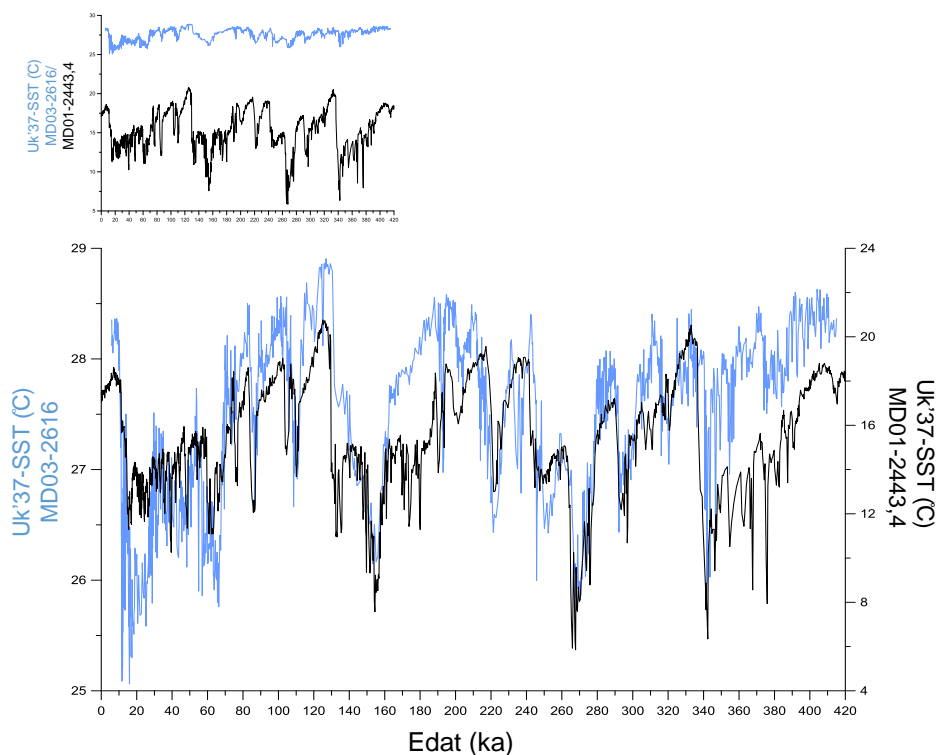


Fig.6.14.- Comparació entre les temperatures obtingudes al marge ibèric i a la conca de la Guaiana.

En blau es mostren les U_{37}^{kt} -SST (°C) de la Guaiana (MD03-2616) i en negre les U_{37}^{kt} -SST (°C) del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007).

Aquesta semblança permet a comparar els dos testimonis amb més detall.

6.2.2.1.- SSTs DE GUAIANA VS MARGE IBÈRIC.

En un principi la regió de la Guaiana rep la influència dels dos hemisferis però la comparació de les SSTs de la Guaiana amb el testimoni del Marge Ibèric mostra que aquesta té més influència del nord que del sud.

Per poder comparar les SSTs (i degut a l'absència de testimonis a la zona) es van normalitzar les temperatures dels testimonis MD03-2443,4 i MD03-2616 i així poder veure millor les possibles semblances o diferències (fig.6.15).

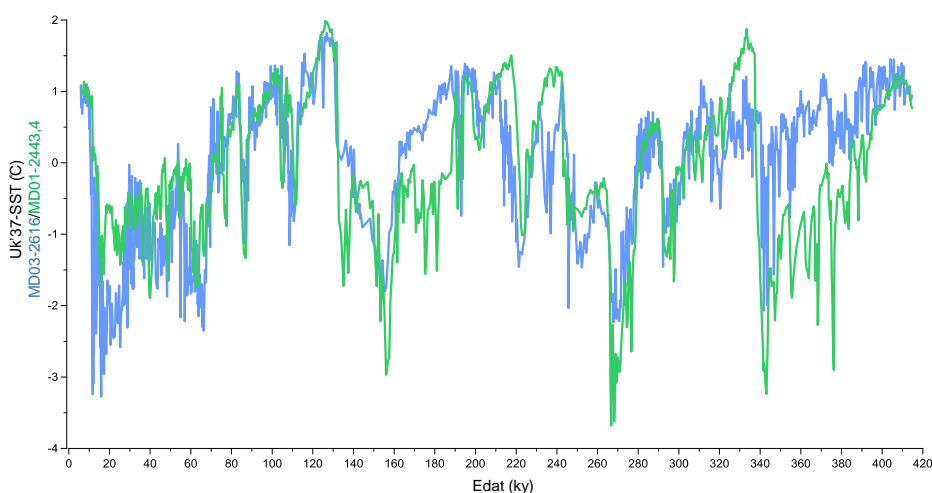


Fig.6.15.- Comparació entre les temperatures normalitzades del marge ibèric i la conca de la Guaiana.

En blau es mostren les $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) de la Guaiana (MD03-2616) i en verd les $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007).

A la fig.6.15, es pot veure com el registre de SSTs dels dos testimonis a llarg termini és similar però que es diferencien en certs moments. Això es posa fàcilment de manifest a partir de la diferència entre les SSTs normalitzades del marge ibèric i les SSTs normalitzades de la conca de la Guaiana, és a dir, “Ibèric-Guaiana” (fig.6.16a).

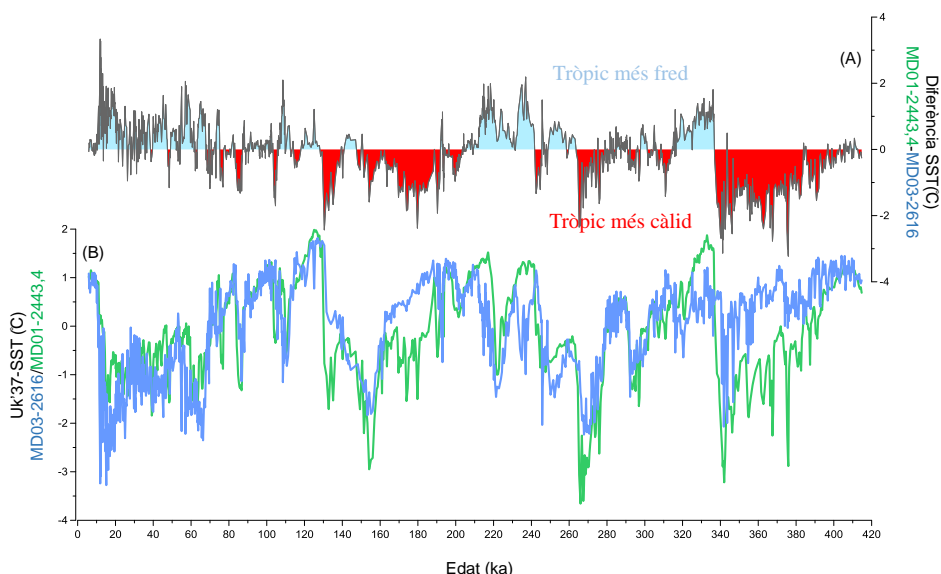


Fig.6.16.- Diferència de SSTs vs les SSTs normalitzades.

(A) Diferència de SSTs (marge ibèric – Guaiana); (B) En blau es mostren les U_{37}^{kl} -SST (°C) de la Guaiana (MD03-2616) i en verd les U_{37}^{kl} -SST (°C) del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007)

En els MIS6 i MIS10 s’observa que la regió de la Guaiana (el tròpic) va acumular més calor o que es va refredar menys que el Marge Ibèric. Aquests es corresponen amb el MIS6 i el MIS10 que tenen una part inicial molt càlida tot i correspondre’s a un període glacial. De fet, excepte l’últim glacial, la resta de glacials “acumularen calor” a la zona tropical degut a la interrupció de la circulació termohalina. Tenint en compte que els diferents esdeveniments es van transmetent al llarg de l’Atlàntic cap a l’equador, podríem pensar que la diferència entre les SSTs del marge ibèric i la Guaiana es podrien correspondre amb el gradient de temperatura que hi ha entre totes dues àrees. Donada la bona correspondència entre el gradient de temperatura de l’oceà Atlàntic i la posició de la ITCZ es pot comparar la diferència de les SSTs i els isòtops de les coves de la Xina (com biomarcador de la pluja deguda a la ITCZ, fig.6.17).

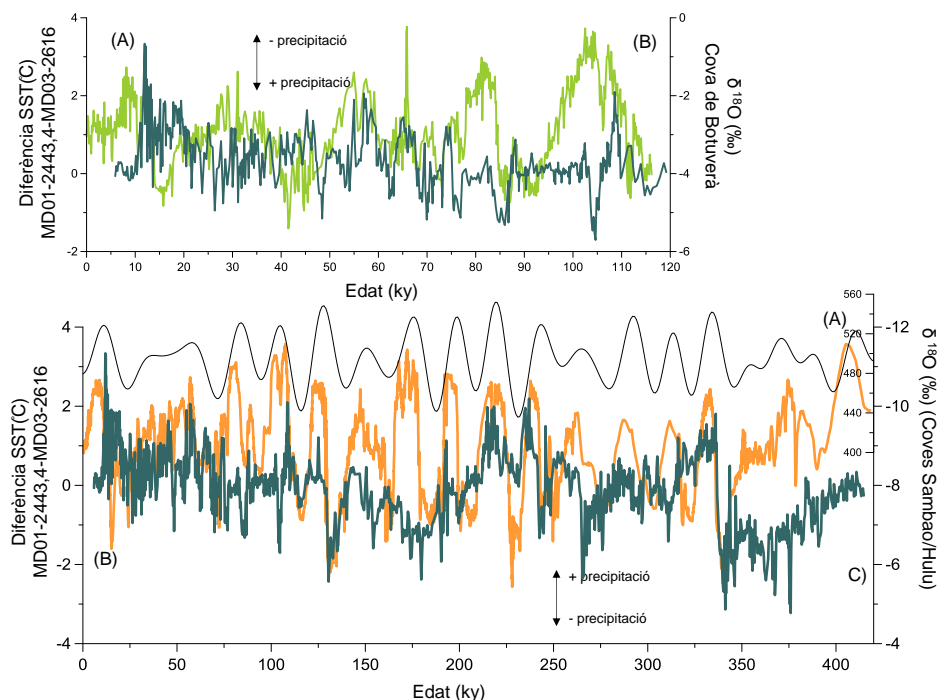


Fig.6.17.- Comparació entre la diferència de SSTs dels testimonis del marge ibèric i la conca de la Guaiana.

Figura superior: (A) Diferència de SSTs i (B) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a la cova de Botuverà (Cruz, Burns et al. 2005). Figura inferior: (A) Insolació a 65°N (Berger 1978); (B) diferència de SSTs i isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a les coves de la Xina de Sambao i Hulu (Wang, Cheng et al. 2008)).

La fig.6.17 mostra la semblança entre el gradient de temperatures i els moviments de la ITCZ. Es representen els isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ en la calcita de dues coves: Botuverà (Cruz, Burns et al. 2005) i un composite de Sambao i Hulu (Wang et al., 2008). La primera no té una influència directa de la ITCZ però hi està relacionada indirectament perquè els moviments de la ITCZ (nord-sud) afecten a la intensitat del SACZ i per tant a la pluviometria de la zona. En la segona augmenten les pluges en resposta als desplaçaments de la ITCZ i la diferència de temperatures Tant en un cas com en l'altre es pot observar una bona correspondència entre la diferència de les temperatures i els registres de les coves. Quan les aigües càlides s'acumulen al nord (gradient positiu) la ITCZ migra cap al nord (s'acumulen pluges a les coves de la xina). En canvi quan el calor s'acumula a l'equador (Guaiana) la ITCZ

assoleix posicions més al sud tot augmentant les pluges a Botuverà. A més d'en aquesta cova, aquests moviments també han quedat registrats a les coves del *nordeste* del Brasil (Wang, Auler et al. 2004) i en registres marins on s'utilitzen biomarcador fluvials (descàrrega dels rius tipus Ti/Ca) corresponents a zones on normalment estan secs o tenen un cabal molt més petit (Jennerjahn, Ittekkot et al. 2004, Jaeschke, Rühlemann et al. 2007, Nace, Baker et al. 2014).

6.2.2.2.- *PAPER DE LA REGIÓ DE LA GUAIANA EN LA CIRCULACIÓ GLOBAL.*

La regió de la Guaiana és un punt important d'estudi per la seva posició en mig de les aigües de dos hemisferis. Tal com s'ha vist al llarg d'aquest capítol les SSTs de la Guaiana tenen un perfil similar al d'altres testimonis de l'Atlàntic nord com el del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007) o el marge del nord-oest africà, Guinea i Senegal (Niedermeyer, Prange et al. 2009, Lopes dos Santos et al. 2010). A la vegada, en certs períodes també tenen un perfil similar als testimonis de l'Atlàntic sud que reflecteix la doble influència (nord-sud). Això es pot observar a la fig.6.18, on hi ha representades les SSTs del marge ibèric (fig.6.18B, (Martrat, Grimalt et al. 2007)) i Guinea (fig.6.18C, (Lopes dos Santos, Prange et al. 2010)) i un testimoni situat al corrent d'Agulhas (fig.6.18E, (Schneider and Müller 1999)).

Si es compara el testimoni de Guaiana amb els principals testimonis de l'Atlàntic com pot ser el marge ibèric al nord i la regió de Sudàfrica al sud es pot veure que hi ha diferències i semblances amb tots dos. A gran trets, es podria dir que el MD03-2616 segueix el patró de l'hemisferi nord com el marge ibèric o el nord-oest d'Àfrica. Es poden observar interglacials amples, variabilitat mil·lenària durant l'últim glacial, un mínim marcat durant el penúltim glacial, com en els testimonis de l'hemisferi nord tot seguit d'un període menys càlid. Això també s'observa en els glacials següents (MIS 8 i

10) on continua la semblança entre el testimoni de Guaiana i el del marge ibèric.

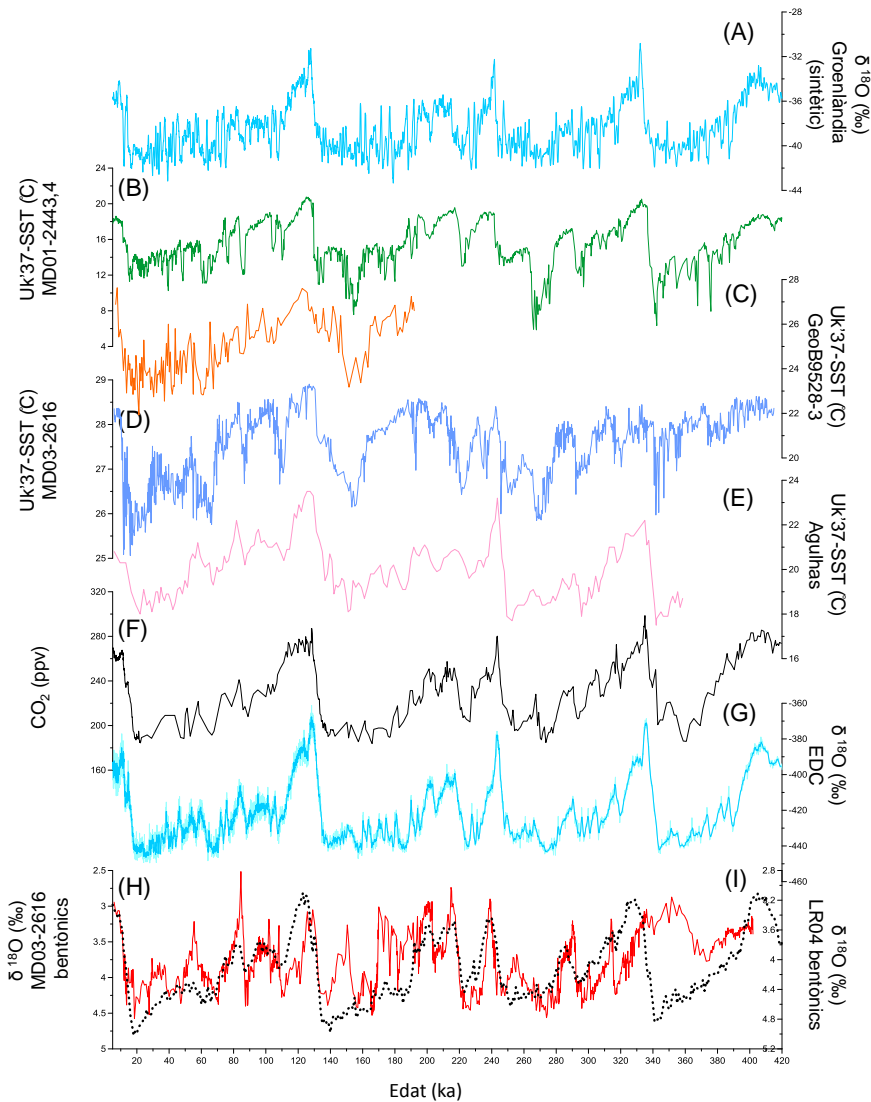


Fig.6.18.- $U_{37}^{k'}$ -SSTs (°C) de diferents latituds de l'oceà Atlàntic comparades amb la Guaiana i els testimonis de gel.

(A) Registre sintètic de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a Groenlàndia (Barker et al. 2011); (B) $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) Marge Ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007); (C) $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) de la conca de la Guinea (Lopes dos Santos, Prange et al. 2010); (D); $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) de la conca de la Guaiana (aquest estudi); (E) $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) del corrent d'Agulhas (Sudàfrica, (Schneider and Müller 1999)); (F) Concentració de CO_2 (ppv) al testimoni de gel EDC (Antàrtida, (Luthi, Le Floch et al. 2008, Bazin, Landais

et al. 2013)); (G) Isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) al testimoni de gel EDC (Antàrtida, (Luthi, Le Floch et al. 2008, Bazin, Landais et al. 2013)); (H) isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en foraminífers bentònics de Guaiana; (I) stack d'isòtops de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en foraminífers bentònics dels testimonis recollits a LR04 (Lisiecki and Raymo 2005).

En general, en els interglacials hi ha una semblança entre la forma dels interestadials dels diferents complexos (MIS 5, 7, 8 i 11) que són càlids i amples com a l'hemisferi nord. No obstant, l'estudi detallat dels interglacials tipus E, 5E, 7E, 9E i 11C, mostra una influència de l'hemisferi sud.

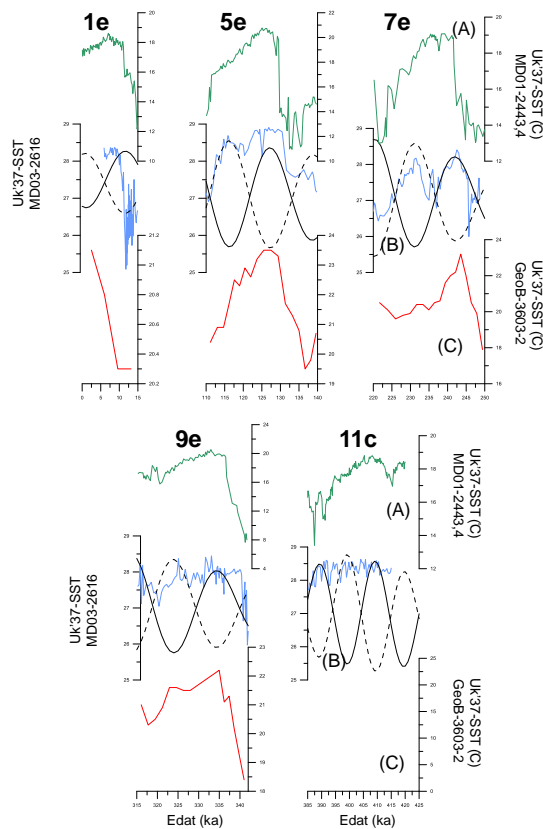


Fig.6.19.- SSTs del marge ibèric, Guaiana i Agulhas durant els diferents interglacials.

(A) U_{37}^{kl} -SST marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007); (B); U_{37}^{kl} -SST (°C) de la conca de la Guaiana (aquest estudi); (C) U_{37}^{kl} -SST (°C) de la corrent de les Agulhas (Sudàfrica) (Schneider and Müller 1999);

A la fig.6.19 es pot veure que els interglacials són amples com a l'hemisferi nord però amb una forma diferent. En tots ells el final té unes característiques pròpies que el fan diferent tant dels registres del nord com del sud i mostren que quan les aigües dels dos hemisferis estan refredant-se, la regió de la Guaiana comença a escalfar-se.

Aquest escalfament coincideix amb un augment de la insolació de l'hemisferi sud (Berger 1978). Aquest contrast només s'observa als tròpics i coincideix amb un dels tres casos que va comentar Stocker (1998) com a possibles promotors del *see-saw*: una pertorbació als tròpics afecta per igual als dos hemisferis. En aquest cas és un fenomen que no s'observa a les coves de la Xina (Hulu i Sambao; (Wang, Cheng et al. 2008)), que només varien seguint la insolació de l'hemisferi nord. En canvi la vegetació de Sud-Amèrica mostra uns canvis que segueixen els observats a les SSTs (Bogotá-A, Groot et al. 2011, Groot, Bogotá et al. 2011).

Aquests escalfaments registrats a les SSTs dels testimoni MD03-2616 coincideixen amb l'augment de la insolació a l'hemisferi sud però no es veuen reflectits en els testimonis de gel de l'Antàrtida (Luthi, Le Floch et al. 2008, Bazin, Landais et al. 2013) ni en els testimonis de l'oceà Atlàntic sud (Schneider and Müller 1999). Hi hauria una situació en què els dos hemisferis s'estan refredant progressivament i en canvi l'equador s'està escalfant (o acumulant calor). Això es manté fins que arriba l'interglacial tipus D (5D, 7D, 9D) que es torna a sincronitzar amb l'hemisferi nord.

Aquest canvi continu entre domini d'un hemisferi o de l'altre es pot observar en les quatre últimes terminacions (fig.6.20) on es veu com hi ha la combinació de les dues senyals i el predomini d'una o altra considerades en períodes diferents.

Les coves de la Xina (fig.6.20a, indicadores de la posició de la ITCZ) segueixen la insolació del nord. En contrast, les SSTs de Guaiana, com s'ha comentat prèviament, tenen influència dels dos hemisferis. Per una banda

mostren un perfil similar al testimoni de gel Antàrtic pel que fa al pendent d'escalfament i el moment en què aquest comença però a la vegada registren els canvis abruptes del nord com els HE, B-A i YD. Això indicaria que una vegada que l'Antàrtida comença a escalfar-se, aquest escalfament arriba a l'Atlàntic tropical i impulsa un escalfament de la zona que es veu truncat per diversos esdeveniments freds que es donen a l'hemisferi nord en les diverses terminacions.

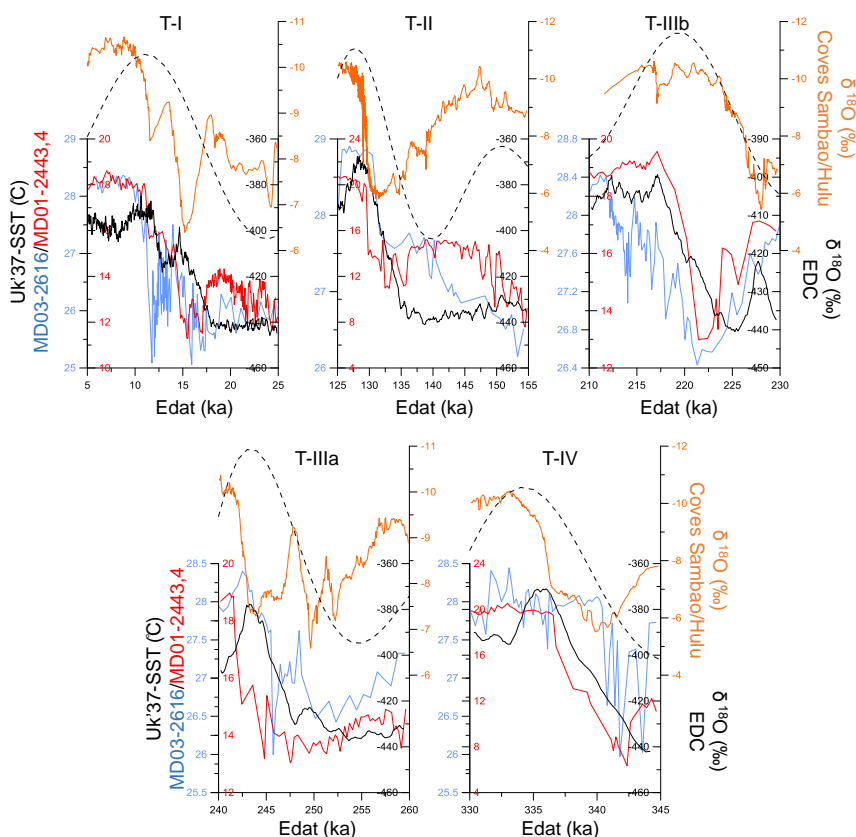


Fig.6.20.- Comparativa de les SSTs de Guaiana amb testimonis de l'Atlàntic nord, sud i els gels de l'Antàrtida.

En taronja està representat el $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a les coves de la Xina de Sambaio i Hulu (Wang, Cheng et al. 2008); en vermell les $U_{37}^{k'}$ -SST marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007); en blau les $U_{37}^{k'}$ -SST (°C) de la conca de la Guaiana (aquest estudi) i en negre el $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) a EDC (Antàrtida; (Luthi, Le Floch et al. 2008, Bazin, Landais et al. 2013)). La línia discontinua correspon a la insolació el 21 de Juny a 65°N (Berger 1978).

A la fig.6.20 es mostren diversos exemples. A la T-I la SST de Guiana segueix inicialment les SSTs del sud i després del H1 el del nord. A la T-II l'increment de SST de Guiana no segueix cap patró al principi però acaba paral·lel al de l'hemisferi nord. La T-IIIb segueix el patró del nord en el refredament però el perfil d'escalfament és similar al del Sud. La T-IIIa s'assembla més al que registren les coves que a les SSTs del nord però en canvi la terminació es correspon en el temps amb el sud. La T-IV registra un escalfament molt important previ a l'interglacial que s'observa a les coves, aproximadament, i després coincideix amb la combinació de temperatures dels altres testimonis. L'ampliació de la resolució de la terminació I (fig.6.21), mostra millor l'evolució dels canvis. El registre general de la terminació es pot dividir en dues fases: la primera (fletxa discontinua verda) mostra un paral·lelisme entre l'increment de SST al testimoni MD03-2616 i l'augment de temperatura a l'Antàrtida però interromput pel H1. Passat el H1, l'escalfament sembla que les SSTs passin a tenir una major influència del

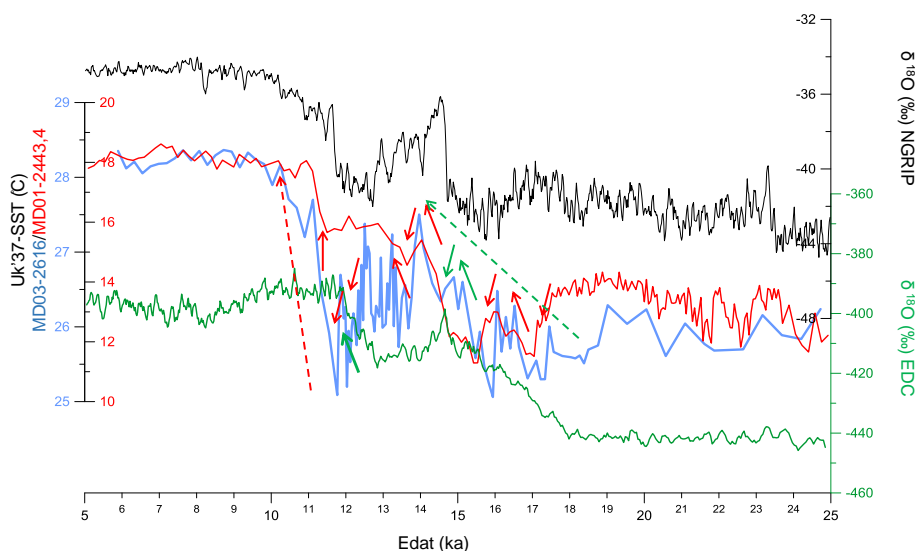


Fig.6.21.- Comparativa de les SSTs de Guaiana durant la Terminació I amb el testimoni del marge ibèric, els isòtops del gel de l'Antàrtida i de Groenlàndia.

En blau es troben les SSTs del testimoni d'estudi (Guaiana; MD03-2616); en vermell les SSTs del marge ibèric (Martrat, Grimalt et al. 2007); en negre el $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (%) mesurat al testimoni de gel NGRIP ((North Greenland Ice Core Project members 2004, Wolff, Chappellaz et al. 2010);

en verd el $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) al testimoni de gel EDC (Antàrtida; (Luthi, Le Floch et al. 2008, Bazin, Landais et al. 2013)).

nord tenint un perfil similar al del marge ibèric. Això es manté fins que s'inicia el YD on les SSTs de Guaiana registren un escalfament (el YD té forma de W igual que el H1) que es correspon en el temps amb l'escalfament de l'Antàrtida posterior a l'ACR. Després un segon refredament dintre del YD torna a influir a la Guaiana per finalment escalfar-se directament com la resta de l'Atlàntic nord, en un increment d'escalfament ràpid i abrupte (fletxa discontinua vermella). Per tant, es podria dir que la terminació comença a la zona de la Guaiana dominada per l'Antàrtida (predomini de les aigües del sud (NBC)) amb petites incursions del nord (entrades d'aigües del nord (NEC)) per finalitzar com a l'Atlàntic nord amb petites incursions del sud.

BIBLIOGRAFIA CAPÍTOL 6

- Alvarez-Solas, J., et al. (2013). "Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes." Proceedings of the National Academy of Sciences **110**(41): 16350-16354.
- Arnault, S. (1987). "Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts." Journal of Geophysical Research: Oceans **92**(C5): 5076-5088.
- Arz, H. W., et al. (2001). "Millennial-scale changes of surface- and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene." Geology **29**(3): 239-242.
- Baker, P. A., et al. (2005). "Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Bolivia/Peru, and its relationship to North Atlantic climate variation." Journal of Quaternary Science **20**(7-8): 655-662.
- Baker, P. A., et al. (2001). "Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano." Nature **409**(6821): 698-701.
- Bard, E. and R. E. M. Rickaby (2009). "Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate." Nature **460**(7253): 380-383.
- Bard, E., et al. (2000). "Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic." Science **289**(5483): 1321-1324.
- Barker, S., et al. (2011). "800,000 Years of Abrupt Climate Variability." Science **334**(6054): 347-351.
- Bazin, L., et al. (2013). "An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka." Clim. Past **9**(4): 1715-1731.
- Bendle, J. A., et al. (2010). "Major changes in glacial and Holocene terrestrial temperatures and sources of organic carbon recorded in the Amazon fan by tetraether lipids." Geochem. Geophys. Geosyst. **11**(12): Q12007.
- Berger, A. (1978). "Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes." Journal of the Atmospheric Sciences **35**(12): 2362-2367.
- Blunier, T. and E. J. Brook (2001). "Timing of millennial-scale climate change in antarctica and greenland during the last glacial period." Science **291**(5501): 109-112.
- Blunier, T., et al. (1998). "Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period." Nature **394**(6695): 739-743.
- Bogotá-A, R. G., et al. (2011). "Rapid climate change from north Andean Lake Fúquene pollen records driven by obliquity: implications for a basin-wide biostratigraphic zonation for the last 284 ka." Quaternary Science Reviews **30**(23–24): 3321-3337.
- Bogotá-A, R. G., et al. (2016). "North Andean environmental and climatic change at orbital to submillennial time-scales: Vegetation, water-levels and sedimentary regimes from Lake Fúquene between 284 and 130 ka." Review of Palaeobotany and Palynology **226**: 91-107.
- Bohm, E., et al. (2015). "Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle." Nature **517**(7532): 73-76.
- Bond, G., et al. (1993). "Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice." Nature **365**(6442): 143-147.
- Bond, G., et al. (1992). "Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period." Nature **360**(6401): 245-XIII.

- Bond, G., et al. (2001). "Persistent solar influence on north atlantic climate during the Holocene." Science **294**(5549): 2130.
- Bond, G., et al. (1997). "A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates." Science **278**(5341): 1257.
- Bond, G. C. and R. Lotti (1995). "Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation." Science **267**(5200): 1005-1010.
- Bourlès, B., et al. (1999). "On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic." Journal of Geophysical Research: Oceans **104**(C9): 21151-21170.
- Brassell, S. (1993). Applications of Biomarkers for Delineating Marine Paleoclimatic Fluctuations during the Pleistocene. Organic Geochemistry. M. Engel and S. Macko, Springer US. **11**: 699-738.
- Brassell, S. C., et al. (1986). "Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment." Nature **320**(6058): 129-133.
- Bray, E. E. and E. D. Evans (1961). "Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds." Geochimica et Cosmochimica Acta **22**(1): 2-15.
- Broecker, W. (1991). "The Great Ocean Conveyor." Oceanography **4**.
- Broecker, W., et al. (1992). "Origin of the northern Atlantic's Heinrich events." Climate Dynamics **6**(3): 265-273.
- Broecker, W. S. (1975). "Climatic Change: Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming?" Science **189**(4201): 460-463.
- Broecker, W. S. (1997). "Mountain glaciers: Recorders of atmospheric water vapor content?" Global Biogeochem. Cycles **11**(4): 589-597.
- Broecker, W. S. (1998). "Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw?" Paleoceanography **13**(2): 119-121.
- Broecker, W. S., et al. (1988). "Can the Greenland climatic jumps be identified in records from ocean and land?" Quaternary Research **30**(1): 1-6.
- Broecker, W. S., et al. (1990). "A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept." Paleoceanography **5**(4): 469-477.
- Broecker, W. S. and S. Hemming (2001). "Climate Swings Come into Focus." Science **294**(5550): 2308-2309.
- Broecker, W. S., et al. (1968). "Milankovitch Hypothesis Supported by Precise Dating of Coral Reefs and Deep-Sea Sediments." Science **159**(3812): 297-300.
- Cacho, I., et al. (1999). "Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures." Paleoceanography **14**(6): 698.
- Caley, T., et al. (2014). "Oxygen stable isotopes during the Last Glacial Maximum climate: perspectives from data-model (iLOVECLIM) comparison." Clim. Past **10**(6): 1939-1955.
- Colinvaux, P. A., et al. (1996). "A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times." Science **274**(5284): 85-88.
- Conte, M. H., et al. (1992). "Long-chain alkenones and alkyl alkenoates as palaeotemperature indicators: their production, flux and early sedimentary diagenesis in the Eastern North Atlantic." Organic Geochemistry **19**(1-3): 287-298.
- Conte, M. H., et al. (1998). "Genetic and Physiological Influences on the Alkenone/Alkenoate Versus Growth Temperature Relationship in *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa Oceanica*." Geochimica et Cosmochimica Acta **62**(1): 51-68.

- Cruz, F. W., et al. (2005). "Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil." Nature **434**(7029): 63-66.
- Cheng, H., et al. (2013). "Climate change patterns in Amazonia and biodiversity." Nat Commun **4**: 1-6.
- Chiang, J. H. and C. Bitz (2005). "Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone." Climate Dynamics **25**(5): 477-496.
- Dansgaard, W. (1969). Climatic Record Revealed by the Camp Century Ice Core.
- Dansgaard, W., et al. (1982). "A New Greenland Deep Ice Core." Science **218**(4579): 1273-1277.
- Dansgaard, W., et al. (1971). Climatic record revealed by the Camp Century ice core. Late Cenozoic Glacial Ages. R. F. Flint and K. K. Turekian, New Haven, Yale University Press: 37-56.
- Dansgaard, W., et al. (1984). North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores. Climate Processes and Climate Sensitivity, American Geophysical Union: 288-298.
- Dansgaard, W., et al. (1993). "Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record." Nature **364**(6434): 218.
- Dansgaard, W., et al. (1972). "Speculations about the next glaciation." Quaternary Research **2**(3): 396-398.
- Dansgaard, W., et al. (1989). "The abrupt termination of the Younger Dryas climate event." Nature **339**(6225): 532-534.
- Davidson, E. A., et al. (2012). "The Amazon basin in transition." Nature **481**(7381): 321-328.
- De Deckker, P., et al. (2012). "Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry." Nature Geosci **5**(4): 266-269.
- Denton, G. H., et al. (2010). "The Last Glacial Termination." Science **328**(5986): 1652.
- Dubois, N., et al. (2014). "Millennial-scale Atlantic/East Pacific sea surface temperature linkages during the last 100,000 years." Earth and Planetary Science Letters **396**(0): 134-142.
- Dupont, L. M., et al. (2010). "Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1." Global Change Biology **16**(6): 1647-1660.
- Dyez, K. A., et al. (2014). "Multicentennial Agulhas leakage variability and links to North Atlantic climate during the past 80,000 years." Paleoceanography **29**(12): 1238-1248.
- Eglinton, G. and R. J. Hamilton (1963). CHAPTER 8 - The Distribution of Alkanes. Chemical Plant Taxonomy. T. Swain, Academic Press: 187-217.
- Eglinton, G. and R. J. Hamilton (1967). "Leaf Epicuticular Waxes." Science **156**(3780): 1322-1335.
- Eglinton, T. I. and G. Eglinton (2008). "Molecular proxies for paleoclimatology." Earth and Planetary Science Letters **275**(1-2): 1-16.
- Elias, V. O., et al. (1997). "Even N-Alkane Predominances on the Amazon Shelf and A Northeast Pacific Hydrothermal System." Naturwissenschaften **84**(9): 415-420.
- Emiliani, C. (1955). "Pleistocene Temperatures." The Journal of Geology **63**(6): 538-578.
- EPICA community members (2004). "Eight glacial cycles from an Antarctic ice core." Nature **429**(6992): 623-628.
- EPICA community members (2006). "One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica." Nature **444**(7116): 195-198.

- Erbacher, J., et al. (2004). "Site survey and underway geophysics: Demerara Rise, Leg 207." Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports **207**.
- Ericson, D. B. and G. Wollin (1956). "Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean." Deep Sea Research (1953) **3**(2): 104-125.
- Fairbanks, R. G. (1989). "A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation." Nature **342**(6250): 637-642.
- Fontal, M., et al. (2015). "Broad spectrum analysis of polar and apolar organic compounds in submicron atmospheric particles." Journal of Chromatography A **1404**: 28-38.
- Ganachaud, A. and C. Wunsch (2000). "Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data." Nature **408**(6811): 453-457.
- Gibbs, A. G. (2002). "Lipid melting and cuticular permeability: new insights into an old problem." Journal of Insect Physiology **48**(4): 391-400.
- Gibbs, R. J. (1980). "Wind-controlled coastal upwelling in the western equatorial atlantic." Deep-Sea Research, Part A: Oceanographic Research Papers **27**(10 A Pt A): 857-866.
- González, C., et al. (2008). "Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: Palynological evidence from the Cariaco Basin." Quaternary Research **69**(2): 217-230.
- Gonzalez, C., et al. (2010). "Mangrove dynamics in the southwestern Caribbean since the 'Little Ice Age': A history of human and natural disturbances." The Holocene: 0959683610365941.
- Govin, A., et al. (2014). "Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka." Clim. Past **10**(2): 843-862.
- Grimalt, J. O. and J. F. Lopez (2007). PALEOCEANOGRAPHY, BIOLOGICAL PROXIES | Alkenone Paleothermometry from Coccoliths. Encyclopedia of Quaternary Science. S. A. Elias. Oxford, Elsevier: 1610-1618.
- Groot, M. H. M., et al. (2011). "Ultra-high resolution pollen record from the northern Andes reveals rapid shifts in montane climates within the last two glacial cycles." Clim. Past **7**(1): 299-316.
- Hammond, D. S. (2005). Tropical forests in Guiana Shield, CABI Publishing.
- Hays, J. D., et al. (1976). "Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages." Science **194**(4270): 1121.
- Heinrich, H. (1988). "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years." Quaternary Research **29**(2): 142.
- Hodell, D. A., et al. (2008). "An 85-ka record of climate change in lowland Central America." Quaternary Science Reviews **27**(11-12): 1152-1165.
- Hooghiemstra, H. and T. van der Hammen (1998). "Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the forest refugia hypothesis, and a literature overview." Earth-Science Reviews **44**(3-4): 147-183.
- Hughen, K. A., et al. (2004). "Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes." Science **304**(5679): 1955-1959.
- Imbrie, J. (1984). "The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record." Milankovitch and climate. Proc. NATO workshop, Palisades, 1982. Vol. 1: 269-305.

- Imbrie, J., et al. (1993). "On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle." Paleoceanography **8**(6): 699-735.
- Imbrie, J., et al. (1992). "On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1. Linear Responses to Milankovitch Forcing." Paleoceanography **7**(6): 701-738.
- Imbrie, J. and J. Z. Imbrie (1980). "Modeling the Climatic Response to Orbital Variations." Science **207**(4434): 943-953.
- IPCC (2014). 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change R. K. P. a. L. A. M. e. [Core Writing Team. IPCC, Geneva, Switzerland: 151.
- Jaeschke, A., et al. (2007). "Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period." Paleoceanography **22**: PA4206.
- Jennerjahn, T. C., et al. (2004). "Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events." Science **306**(5705): 2236-2239.
- Johnsen, S. J., et al. (1992). "Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core." Nature **359**(6393): 311-313.
- Johnsen, S. J., et al. (1972). "Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets." Nature **235**(5339): 429-434.
- Jones, P. D. and M. E. Mann (2004). "Climate over past millennia." Reviews of Geophysics **42**(2): RG2002 2001.
- Jouzel, J., et al. (1987). "Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years)." Nature **329**(6138): 403-408.
- Jouzel, J., et al. (2007). "Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years." Science **317**(5839): 793-796.
- Kageyama, M., et al. (2013). "Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study." Clim. Past **9**(2): 935-953.
- Kanner, L. C., et al. (2012). "High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial." Science **335**(6068): 570-573.
- Keeling, C. D., et al. (2001). Exchanges of atmospheric CO₂ and ¹³CO₂ with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000. S. D. Scripps Institution of Oceanography. I. Global aspects, Scripps Institution of Oceanography, San Diego.
- Kennett, J. P. and P. Huddlestun (1972). "Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico." Quaternary Research **2**(1): 38-69.
- Khromov, S. P. (1957). "Die geographische Verbreitung der Monsune." Petermanns Geogr. Mitt. **101**: 234-237.
- Killops, S. D. and N. L. Frewin (1994). "Triterpenoid diagenesis and cuticular preservation." Organic Geochemistry **21**(12): 1193-1209.
- Kim, J. H., et al. (2005). "Impacts of rapid sea-level rise on mangrove deposit erosion: Application of taraxerol and Rhizophora records." Journal of Quaternary Science **20**(3): 221-225.
- Knorr, G. and G. Lohmann (2003). "Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation." Nature **424**(6948): 532-536.
- Krinner, G., et al. (2004). "Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes." Nature **427**(6973): 429-432.

- Laj, C. E. (2006). "Shipboard Scientific Party (2006): Physical properties of sediment core MD03-2616."
- Lambs, L., et al. (2007). "The Guianese paradox: How can the freshwater outflow from the Amazon increase the salinity of the Guianan shore?" Journal of Hydrology **342**(1-2): 88-96.
- Lankhorst, M., et al. (2009). "The mid-depth circulation of the northwestern tropical Atlantic observed by floats." Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers **56**(10): 1615-1632.
- Lea, D. W., et al. (2003). "Synchronicity of Tropical and High-Latitude Atlantic Temperatures over the Last Glacial Termination." Science **301**(5638): 1361-1364.
- Ledru, M.-P. (1993). "Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil." Quaternary Research **39**(1): 90-98.
- Liebmann, B. and C. R. Mechoso (2011). THE SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM. The Global Monsoon System: Research and Forecast. Y. D. Chih-Pei Chang, Ngar-Cheung Lau, Richard H Johnson, Bin Wang, Tetsuzo Yasunari, World Scientific. **5**: 608.
- Lisiecki, L. E. and M. E. Raymo (2005). "A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records." Paleoceanography **20**(1): PA1003.
- Lopes dos Santos, R. A., et al. (2010). "Glacial–interglacial variability in Atlantic meridional overturning circulation and thermocline adjustments in the tropical North Atlantic." Earth and Planetary Science Letters **300**(3–4): 407-414.
- López-Martínez, C., et al. (2006). "Abrupt wind regime changes in the North Atlantic Ocean during the past 30,000-60,000 years." Paleoceanography **21**(4).
- López-Otálvaro, G. E., et al. (2009). "Late pleistocene palaeoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton." eEarth **4**(1): 1-13.
- López, J. F. and J. O. Grimalt (2006). "Reassessment of the Structural Composition of the Alkenone Distributions in Natural Environments Using an Improved Method for Double Bond Location Based on GC-MS Analysis of Cyclopropylamines." Journal of the American Society for Mass Spectrometry **17**(5): 710-720.
- Luthi, D., et al. (2008). "High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000[thinsp]years before present." Nature **453**(7193): 379-382.
- Marino, G., et al. (2013). "Agulhas salt-leakage oscillations during abrupt climate changes of the Late Pleistocene." Paleoceanography **28**(3): 599-606.
- Markgraf, V. (1989). "Palaeoclimates in central and south America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records." Quaternary Science Reviews **8**(1): 1-24.
- Marlowe, I. T., et al. (1984b). "Long chain (n-C37–C39) alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and other lipids and their taxonomic significance." British Phycological Journal **19**(3): 203-216.
- Martínez-Méndez, G., et al. (2010). "Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the Agulhas Corridor and implications for the Agulhas Leakage during the last 345,000 years." Paleoceanography **25**(4): n/a-n/a.
- Martrat, B., et al. (2004). "Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years." Science **306**(5702): 1762-1765.
- Martrat, B., et al. (2007). "Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin." Science **317**(5837): 502-507.

- Martrat, B., et al. (2014). "Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region." Quaternary Science Reviews **99**(0): 122-134.
- Maslin, M. (1998). "Equatorial western Atlantic Ocean circulation changes linked to the Heinrich events: deep-sea sediment evidence from the Amazon Fan." Geological Society, London, Special Publications **131**(1): 111-127.
- Maslin, M. A., et al. (2000). "Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at site 942 on the Amazon Fan." Journal of Quaternary Science **15**(4): 419-434.
- Maslin, M. A., et al. (2012). "Amazon Fan biomarker evidence against the Pleistocene rainforest refuge hypothesis?" Journal of Quaternary Science **27**(5): 451-460.
- Maslin, M. A., et al. (2011). "Dynamic boundary-monsoon intensity hypothesis: evidence from the deglacial Amazon River discharge record." Quaternary Science Reviews **30**(27-28): 3823-3833.
- Maslin, M. A., et al. (1995). "Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds." Paleoceanography **10**(3): 527-544.
- Masson, S. and P. Delecluse (2001). "Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic." Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere **26**(2): 137-142.
- McIntyre, A. and A. W. H. Bé (1967). "Modern coccolithophoridae of the atlantic ocean—I. Placoliths and cyrtoliths." Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts **14**(5): 561-597.
- McManus, J. F., et al. (1994). "High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial." Nature **371**(6495): 326-329.
- McManus, J. F., et al. (2004). "Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes." Nature **428**(6985): 834-837.
- McManus, J. F., et al. (2002). "Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic." Quaternary Research **58**(1): 17.
- Members, M. P. (2009). "Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum." Nature Geosci **2**(2): 127-132.
- Menviel, L., et al. (2014). "Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing." Clim. Past **10**(1): 63-77.
- Milankovitch, M. (1930). *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*, Berlin : Gebrüder Borntraeger. **Handbuch der Klimatologie**.
- Milankovitch, M. (1941). "Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem." Royal Serbian Academy Special Publication **133**.
- Mosblech, N. A. S., et al. (2012). "North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age." Nature Geosci **5**(11): 817-820.
- Muller-Karger, F. E., et al. (1989). "Pigment distribution in the Caribbean sea: Observations from space." Progress in Oceanography **23**(1): 23-64.
- Muller-Karger, F. E., et al. (1988). "The dispersal of the Amazon's water." Nature **333**(6168): 56-59.
- Muller-Karger, F. E., et al. (1995). "On the offshore dispersal of the Amazon's Plume in the North Atlantic: Comments on the paper by A. Longhurst, "Seasonal cooling and blooming in tropical oceans"." Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers **42**(11-12): 2127-2131.

- Müller, P. J., et al. (1998). "Calibration of the alkenone paleotemperature index U37 K based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S)." Geochimica et Cosmochimica Acta **62**(10): 1757-1772.
- Nace, T. E., et al. (2014). "The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **415**(0): 3-13.
- Nave, S., et al. (2007). "Primary productivity response to Heinrich events in the North Atlantic Ocean and Norwegian Sea." Paleoceanography **22**(3): PA3216.
- NEEM community members (2013). "Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core." Nature **493**(7433): 489-494.
- Niedermeyer, E. M., et al. (2009). "Extratropical forcing of Sahel aridity during Heinrich stadials." Geophysical Research Letters **36**.
- Nogués-Paegle, J., et al. (2002). "PROGRESS IN PAN AMERICAN CLIVAR RESEARCH: UNDERSTANDING THE SOUTH AMERICAN MONSOON." meteorologica **27**: 3-30.
- North Greenland Ice Core Project members (2004). "High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period." Nature **431**(7005): 147-151.
- Oeschger, H., et al. (1984). Late Glacial Climate History from Ice Cores. Climate Processes and Climate Sensitivity, American Geophysical Union: 299-306.
- Oppo, D. W., et al. (2001). "Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and termination II." Paleoceanography **16**(3): 280-292.
- Oppo, D. W., et al. (2006). "Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic." Quaternary Science Reviews **25**(23-24): 3268-3277.
- Paillard, D., et al. (1996). "Macintosh Program performs time-series analysis." Eos, Transactions American Geophysical Union **77**(39): 379-379.
- Parra, M. and M. Pujos (1998). "Origin of late Holocene fine-grained sediments on the French Guiana shelf." Continental Shelf Research **18**(13): 1613-1629.
- Pelejero, C. and J. O. Grimalt (1997). "The correlation between the 37k index and sea surface temperatures in the warm boundary: The South China Sea." Geochimica et Cosmochimica Acta **61**(22): 4789-4797.
- Pelejero, C., et al. (1999). "Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140,000 years." Marine Geology **156**(1-4): 109-121.
- Petersen, S. V., et al. (2013). "A new mechanism for Dansgaard-Oeschger cycles." Paleoceanography: n/a-n/a.
- Peterson, L. C., et al. (2000). "Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial." Science **290**(5498): 1947-1951.
- Peterson, L. C., et al. (2000). "Late Quaternary stratigraphy and sedimentation at Site 1002, Cariaco Basin (Venezuela)." Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results **165**: 85-99.
- Peterson, R. G. and L. Stramma (1991). "Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean." Progress in Oceanography **26**(1): 1-73.
- Pisias, N. G., et al. (1984). "High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years." Marine Geology **56**(1): 119-136.
- Prahl, F. G., et al. (1988). "Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions." Geochimica et Cosmochimica Acta **52**(9): 2303-2310.

- Prahl, F. G. and S. G. Wakeham (1987). "Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment." Nature **330**(6146): 367-369.
- Prell, W. L. and J. E. Damuth (1978). "The climate-related diachronous disappearance of Pulleniatina obliquiloculata in late quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean." Marine Micropaleontology **3**(3): 267-277.
- Prell, W. L., et al. (1986). "Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary." Paleoceanography **1**(2): 137-162.
- Rahmstorf, S. (2002). "Ocean circulation and climate during the past 120,000 years." Nature **419**(6903): 207-214.
- Rahmstorf, S. (2003). "Thermohaline circulation: The current climate." Nature **421**(6924): 699-699.
- Rahmstorf, S. (2003). "Timing of abrupt climate change: A precise clock." Geophysical Research Letters **30**(10): 1510.
- Rahmstorf, S. (2006). Thermohaline Ocean Circulation. Encyclopedia of Quaternary Sciences. S. A. Elias. Amsterdam, Elsevier.
- Rahmstorf, S., et al. (2015). "Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation." Nature Clim. Change **5**(5): 475-480.
- Rama-Corredor, O., et al. (2015). "Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years." Clim. Past **11**(10): 1297-1311.
- Reimer, P. J., et al. (2013). "IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP." Radiocarbon **55**(4): 1869-1887.
- Richardson, P. L. and D. Walsh (1986). "Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts." Journal of Geophysical Research: Oceans **91**(C9): 10537-10550.
- Ritz, S. P., et al. (2013). "Estimated strength of the Atlantic overturning circulation during the last deglaciation." Nature Geosci **6**(3): 208-212.
- Rommerskirchen, F., et al. (2003). "A north to south transect of Holocene southeast Atlantic continental margin sediments: Relationship between aerosol transport and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records." Geochemistry, Geophysics, Geosystems **4**(12).
- Rommerskirchen, F., et al. (2006). "Chemotaxonomic significance of distribution and stable carbon isotopic composition of long-chain alkanes and alkan-1-ols in C4 grass waxes." Organic Geochemistry **37**(10): 1303-1332.
- Rosell-Melé, A., et al. (1995). "Atlantic core-top calibration of the U37K index as a sea-surface palaeotemperature indicator." Geochimica et Cosmochimica Acta **59**(15): 3099-3107.
- Ruddiman, W. F. (2001). Earth's climate : past and future. (William F. Ruddiman). New York ; [Great Britain] : W.H. Freeman.
- Ruddiman, W. F. (2003). "The Anthropogenic Greenhouse Era Began Thousands of Years Ago." Climatic Change **61**(3): 261-293.
- Rühlemann, C., et al. (2001). "Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceará Rice deep-sea sediments." Paleoceanography **16**(3): 293-305.
- Sanchez Goñi, M. F. and S. P. Harrison (2010). "Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology." Quaternary Science Reviews **29**(21–22): 2823-2827.

- Saulo, A. C., et al. (2000). "Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring–summer season." Climate Dynamics **16**(10-11): 867-881.
- Sawada, K. and Y. Shiraiwa (2004). "Alkenone and alkenoic acid compositions of the membrane fractions of *Emiliania huxleyi*." Phytochemistry **65**(9): 1299-1307.
- Scourse, J., et al. (2005). "High-resolution last deglaciation record from the Congo fan reveals significance of mangrove pollen and biomarkers as indicators of shelf transgression." Quaternary Research **64**(1): 57-69.
- Schmidt, M. W. and H. J. Spero (2011). "Meridional shifts in the marine ITCZ and the tropical hydrologic cycle over the last three glacial cycles." Paleoceanography **26**(1): PA1206.
- Schmidt, M. W., et al. (2004). "Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation." Nature **428**(6979): 160-163.
- Schneider, R., et al. (1996). Sea-surface reconstruction of the east-equatorial South Atlantic.
- Schneider, R. R. and P. J. Müller (1999). C37-alkenones of sediment core GeoB3603-2. B. U. Department of Geosciences. PANGAEA.
- Schulz, M., et al. (2002). "Relaxation oscillators in concert: A framework for climate change at millennial timescales during the late Pleistocene." Geophysical Research Letters **29**(24): 46-41.
- Shipboard Scientific Party (2003). "Shipboard Scientific Party MD132-PICASSO." IMAGES XI Cruise Report.
- Siddall, M., et al. (2003). "Sea-level fluctuations during the last glacial cycle." Nature **423**(6942): 853-858.
- Sifeddine, A., et al. (2003). "A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: Evidence from sedimentary and pollen analyses." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **189**(1-2): 25-34.
- Sifeddine, A., et al. (2003). "A 21 000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: Evidence from sedimentary and pollen analyses." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **189**(1-2): 25-34.
- Sikes, E. L. and J. K. Volkman (1993). "Calibration of alkenone unsaturation ratios (Uk'37) for paleotemperature estimation in cold polar waters." Geochimica et Cosmochimica Acta **57**(8): 1883-1889.
- Silva, V. B. S. and V. E. Kousky (2012). The South American Monsoon System: Climatology and Variability. Modern Climatology. S.-Y. S. W. a. R. R. Gillies, InTech.
- Simon, M. H., et al. (2013). "Millennial-scale Agulhas Current variability and its implications for salt-leakage through the Indian–Atlantic Ocean Gateway." Earth and Planetary Science Letters **383**: 101-112.
- Stern, J. V. and L. E. Lisiecki (2014). "Termination 1 timing in radiocarbon-dated regional benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks." Paleoceanography **29**(12): 1127-1142.
- Stocker, T. F. (1998). "The Seesaw Effect." Science **282**(5386): 61-62.
- Stocker, T. F. and O. Marchal (2000). "Abrupt climate change in the computer: Is it real?" Proceedings of the National Academy of Sciences **97**(4): 1362-1365.
- Stramma, L. and F. Schott (1999). "The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean." Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography **46**(1-2): 279-303.
- Svendsen, J. I., et al. (2004). "Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia." Quaternary Science Reviews **23**(11–13): 1229-1271.
- Svensson, A., et al. (2011). "Annual layering in the NGRIP ice core during the Eemian." Climate of the Past **7**(4): 1427-1437.

- Sylvestre, F. (2009). Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America. Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. F. Vimeux, F. Sylvestre and M. Khodri, Springer Netherlands. **14**: 3-27.
- Taylor, K. C., et al. (1993). "The flickering switch" of late Pleistocene climate change." Nature **361**(6411): 432-436.
- Teller, J. T., et al. (2002). "Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation." Quaternary Science Reviews **21**(8-9): 879-887.
- Thompson, L., G., et al. (2005). "Tropical ice core records: evidence for asynchronous glaciation on Milankovitch timescales." Journal of Quaternary Science **20**(7-8): 723-733.
- Thompson, L. G., et al. (1998). "A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores." Science **282**(5395): 1858-1864.
- Thompson, L. G., et al. (1995). "Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru." Science **269**(5220): 46-50.
- Toggweiler, J. R. (2009). "CLIMATE CHANGE: Shifting Westerlies." Science **323**(5920): 1434-1435.
- Toggweiler, J. R., et al. (2006). "Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages." Paleoceanography **21**(2): n/a-n/a.
- Trenberth, K. E. and J. M. Caron (2001). "Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports." Journal of Climate **14**(16): 3433-3443.
- Tzedakis, P. C., et al. (2003). "Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450[punctuation space]000 years." Earth and Planetary Science Letters **212**(1-2): 197-212.
- Urrego, D. H., et al. (2016). "Millennial-scale vegetation changes in the tropical Andes using ecological grouping and ordination methods." Clim. Past **12**(3): 697-711.
- van Breukelen, M. R., et al. (2008). "Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia." Earth and Planetary Science Letters **275**(1-2): 54-60.
- van der Hammen, T. (1974). "The Pleistocene Changes of Vegetation and Climate in Tropical South America." Journal of Biogeography **1**(1): 3-26.
- Versteegh, G. J. M., et al. (2004). "Taraxerol and Rhizophora pollen as proxies for tracking past mangrove ecosystems." Geochimica et Cosmochimica Acta **68**(3): 411-422.
- Vivalvi, M. A. (1999). "Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do quaternário superior do talude da Bacia de Campos e platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos." Anu. Inst. Geocienc **22**: 117-119.
- Villanueva, J. and J. O. Grimalt (1997b). "Gas Chromatographic Tuning of the Uk'37 Paleothermometer." Analytical Chemistry **69**(16): 3329-3332.
- Villanueva, J., et al. (1997a). "A biomarker approach to the organic matter deposited in the North Atlantic during the last climatic cycle." Geochimica et Cosmochimica Acta **61**(21): 4633.
- Villanueva, J., et al. (1997). "Clean-up procedures for the unbiased estimation of C₃₇ alkenone sea surface temperatures and terrigenous n-alkane inputs in paleoceanography." Journal of Chromatography A **757**(1-2): 145.
- Volkman, J. K., et al. (1995). "Alkenones in Gephyrocapsa oceanica: Implications for studies of paleoclimate." Geochimica et Cosmochimica Acta **59**(3): 513-520.

- Volkman, J. K., et al. (1980). "Novel unsaturated straight-chain C37 • C39 methyl and ethyl ketones in marine sediments and a coccolithophore *Emiliania huxleyi*." Physics and Chemistry of the Earth **12**(0): 219-227.
- Wang, X., et al. (2004). "Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies." Nature **432**(7018): 740-743.
- Wang, Y., et al. (2008). "Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years." Nature **451**(7182): 1090-1093.
- Watanabe, O., et al. (2003). "Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles." Nature **422**(6931): 509-512.
- Weldeab, S., et al. (2011). "Spatio-temporal evolution of the West African monsoon during the last deglaciation." Geophysical Research Letters **38**(13): L13703.
- Weldeab, S., et al. (2007). "155,000 Years of West African Monsoon and Ocean Thermal Evolution." Science **316**(5829): 1303-1307.
- Weldeab, S., et al. (2006). "Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities." Earth and Planetary Science Letters **241**(3-4): 699-706.
- Wilson, K. E., et al. (2011). "Evidence for a prolonged retroflexion of the North Brazil Current during glacial stages." Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **301**(1-4): 86-96.
- Wolff, E. W., et al. (2010). "Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record." Quaternary Science Reviews **29**(21-22): 2828-2838.
- Yarincik, K. M., et al. (2000). "Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposition in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from Al/Ti and K/Al." Paleoceanography **15**(2): 210-228.
- Zabel, M., et al. (2003). "Terrigenous Signals in Sediments of the Low-Latitude Atlantic - Indications to Environmental Variations during the Late Quaternary: Part II: Lithogenic Matter." Book Chapter: 1-23.
- Zhou, J. and K. M. Lau (1998). "Does a Monsoon Climate Exist over South America?" Journal of Climate **11**(5): 1020-1040.

CAPÍTOL 7

CONCLUSIONS

L'estudi de biomarcadors en un testimoni sedimentari recollit en una àrea sota el corrent de Guiana que comprèn els darrers 415.000 anys ha permès un avançament important en el coneixement del clima a la zona tropical de l'Atlàntic occidental. La combinació d'estudi de biomarcadors marins i continentals ha permès conèixer l'evolució de l'oceà i el continent i la interacció entre tots dos en una zona pròxima a l'equador com és la regió de la Guaiana.

No hi ha cap estudi previ que compregui els últims 415.000 anys en l'Atlàntic tropical occidental. A més a més, aquest estudi s'ha fet a resolució submil·lenària, una mostra cada 286 anys de promig, que ha proporcionat informació de referència per comparar amb altres registres climàtics d'alta resolució, siguin aquests de testimonis de gel, marins, lacustres o espeleotemes.

7.1.- ESTUDI DE LES SST

Les alquenones ($C_{37:2}$ i $C_{37:3}$) i els índex calculats a partir de la seva composició ($U_{37}^{k'}$) han permès obtenir unes SSTs amb una resolució mitjana de 286 anys. Han mostrat que en aquesta zona hi ha variació entre 25.1°C fins als 28.9°C. Les temperatures mostren uns canvis a escala orbital més grans ($\Delta SST > 1.5^\circ C$) que els canvis registrats a escala suborbital ($\Delta SST < 1.5^\circ C$). El canvi més important ha estat en la terminació I amb un augment de 3°C. Les temperatures altes observades a tot el testimoni són coherents amb la localització del sediment però al mateix temps demanen un esforç analític important per les concentracions baixes d'alquenona triinsaturada i concentracions altes d'alquenona diinsaturada presents a les mostres.

Les SSTs mostren un patró glacial/interglacial clar amb una diferència mitja de 2°C essent els interglacials (1, 5e, 9e i 11c) els més càlids del complex interglacial. El 7e és una excepció perquè en aquest cas és l'interglacial 7A el

més càlid de tot el complex interglacial 7. Els complexos interglacials són semblants als observats a l'Atlàntic nord, és a dir, igualment amples tant els E com la resta, A, B, C, D. Els interglacials mostren un escalfament en la part final que es correspon amb un augment de la insolació de l'hemisferi sud i que no s'observa ni en els testimonis de l'hemisferi nord ni en els de l'hemisferi sud. Això fa pensar que mentre les altes latituds dels dos hemisferis es van refredant progressivament, l'Atlàntic tropical acumula calor fins a la transició cap a l'interglacial següent (D) que es refreda com la resta de l'Atlàntic.

Durant els glacials es poden observar diversos refredaments/escalfaments ràpids que s'assemblen als observats a latituds altes de l'hemisferi nord. Això és especialment significatiu en l'últim glacial on la resolució és més gran i s'observen els D-O i els HE. Les SSTs del testimoni MD03-2616 estan fortament influïdes per la insolació de l'hemisferi nord i això també s'observa durant els períodes glacials. Els D-O i HE registrats a les SSTs d'aquests testimonis tenen emperò una semblança major amb els D-O i HE registrats a les coves tropicals de Sud-Amèrica que els observats en testimonis sedimentaris de l'hemisferi nord.

Les terminacions estudiades mostren la influència que hi ha dels dos hemisferis a la zona de la Guaiana. Per una banda, l'Antàrtida comença un escalfament que segueix la Guaiana. Aquest es veu aturat pels refredaments registrats al nord (totes les terminacions mostren un YD o pseudo-YD). Aquest canvi és coherent amb un canvi en les aigües predominants que arriben a la zona de mostratge del testimoni. Després d'aquest canvi, durant tota la resta del període glacial les aigües provinents del nord són les que determinen la variabilitat.

7.2.- CANVIS EN LA VEGETACIÓ I PRECIPITACIÓ.

L'estudi de compostos d'origen continental com els alcans i els alcohols han permès estudiar les variacions de vegetació i precipitació que hi ha hagut a la regió amazònica.

S'han fet servir diversos biomarcadors continentals però els que han donat més informació han estat l'ACL i la concentració d'alcans.

La principal font de les variacions de pluja a la regió amazònica són els canvis latitudinals en la posició de la ITCZ que té una estacionalitat anual nord-sud. L'ACL dona informació sobre el tipus de vegetació. A la regió tropical de Sud-Amèrica on la temperatura no varia gaire els canvis més importants són deguts a variacions en la precipitació. La vegetació predominant alternà entre selva i sabana. L'ACL mostra períodes de valors màxims durant l'interglacial que es corresponen amb predomini de les sabanes durant màxims d'insolació. Això es quan la ITCZ està més al nord i per tant l'estacionalitat és més gran. L'estació seca s'allarga i per tant augmenten les sabanes. Això és coherent amb l'estudi dels cocolitofòrids que mostren un augment de l'espècie *F. profunda*, que s'observa durant períodes d'upwelling (quan la ITCZ està al nord de la Guaiana).

L'ACL té valors mínims en els interglacials, tot confirmant l'expansió de les selves.

La concentració d'alcans segueix el mateix patró que les coves dels Andes. Aquestes, mostren els canvis en la precipitació a la zona degut a variacions en la posició de la ITCZ i l'enfortiment del SASM. Quan augmenten les pluges sobre la conca amazònica augmenta la concentració dels alcans. Com les coves de Sud-Amèrica només arriben fins al penúltim interglacial s'ha comparat els alcans amb les coves de la Xina per esbrinar si varien paral·lelament als canvis de pluja i la ITCZ. Les dues corbes tenen un perfil

similar que mostren una coherència entre les concentracions dels alcans i les variacions de pluja a la zona.

En general, les variacions de les SSTs en el testimoni MD03-2616 mostren un paral·lelisme amb els registres climàtics de les coves de la zona sobretot durant l'últim glacial, que s'explica per la dependència d'ambdós registres de la posició de la ITCZ.

Els canvis en SSTs també mostren un bon paral·lelisme amb els d'un testimoni de pol·len dels Andes que confirma aquesta dependència de la posició de la ITCZ a la zona.

La presència de taraxerol en els testimonis MD03-2616 depèn de les aportacions dels manglars. Aquestes només poden arribar des de la costa de la Guaiana i la desembocadura del riu Amazones. Aquests ecosistemes es troben en la zona intermareal i per tant el taraxerol aporta informació sobre els canvis de la vegetació que segueixen molt bé la insolació a 7°N, i els canvis de nivell del mar. Les variacions de nivell del mar a la zona afecten a antics dipòsits de manglars (sobretot les transgressions) tot provocant un augment de les concentracions d'aquests compost en el registre sedimentari. El taraxerol també mostra un patró glacial/interglacial, amb concentracions més altes en el primer. Aquests canvis són paral·lels a les variacions de SST, és a dir, en augmentar la temperatura augmenta el taraxerol. El taraxerol també mostra increments importants durant les terminacions que són coherents amb els gran canvis de nivell del mar observats durant aquests períodes.

ANNEX A

ACRÒNIMS

AABW	Antarctic bottom waters
AAIW	Antarctic intermediate waters
ACL	Average chain length
AIM	Antarctic Isotope Maximum
AMOC	Atlantic meridional overturning circulation
B-A	Bølling Allerød
BC	Brazil current
BSTFA	bis(trimethylsilil) trifluoroacetamide
CC	Caribbean current
CPI	Carbon preference index
CTH	Circulació termohalina
D/O	Dansgaard-Oeschger events
DBD	Dry bulk density
E. Huxleyi	<i>Emiliana huxleyi</i>
F. Profunda	<i>Florisphaera profunda</i>
FID	Flame ionization detector
GC	Guiana current
GC	Gas chromatograph
GC-FID	Gas chromatograph coupled to FID
GC-MS	Gas chromatograph coupled to MS

GHG	Greenhouse gases
HE	Heinrich Event
HI	Hexacosanol index
HPLC	High-performance liquid chromatography
IPCC	Intergovernmental panel on climate change
IRD	ice-rafted debris
ITCZ	Intertropical convergence zone
LGM	Last glacial maximum
LLJ	low-level Jet
MAR	Mass accumulation rate
MIS	Marine isotopic stages
MS	Mass Spectrometer
N. Pachyderma	Neogloboquadrina pachyderma
NAC	North Atlantic current
NADW	North Atlantic deep waters
NBC	North Brazil current
NEC	North equatorial current
NECC	North equatorial countercurrent
Noerlab.	Noerlabdaceae
P.Obliq.	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>

SACZ	South Atlantic convergence zone
SAMS	South America monsoon system
SASM	South America summer monsoon
SEC	south equatorial current
SPECMAP	Spectral mapping project
SR	Sedimentation rate
Tol	Taraxerol index
uNADW	upper north Atlantic deep waters
VSMOW	Vienna Standard Ocean Water
WDB	Wet bulk density
YD	younger Dryas

ANNEX B

PURIFICACIÓ PER HPLC.

Tal i com s'ha comentat a la metodologia, en l'anàlisi dels compostos orgànics neutres es van trobar diverses mostres on la concentració de les alquenones era sospitosament anòmla (16°C), fins i tot es va trobar alguna mostra amb temperatures més fredes, tot arribant al voltant dels 6°C, cosa totalment impossible tenint en compte la latitud en que es troba el testimoni (Fig.b.1).

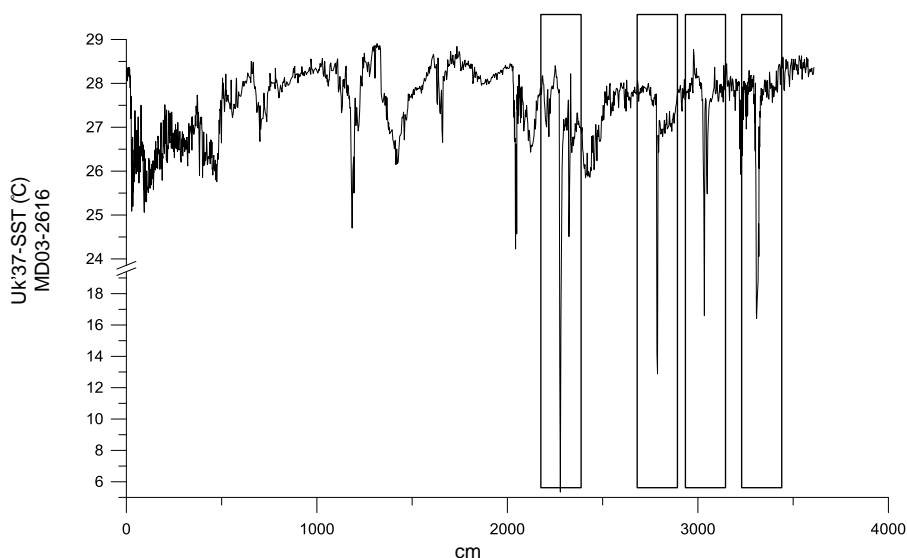


Fig.b.1.- SST sense purificar en centímetres.

Els requadres marquen els punts on hi ha temperatures més fredes del que s'esperaria.

Se sospità que l'anomalia era deguda a coelucions cromatogràfiques amb l'alquenona tri-insaturada (Fig.b.2).

Abans de decidir fer la purificació per HPLC es va seguir un protocol per determinar quin era el problema:

1. Es va a tornar a injectar la mostra al GC-FID per assegurar que no hi hagués cap problema instrumental. La SST continuava sent de 16°C.

2. Es procedí a extreure directament sediment una altra vegada i injectar els extractes després del clean up al GC-FID. La SST continua sent de 16°C.
3. S'injectaren les mostres en GC-MS per tal de saber si hi havia algun compost coel·luïa.
 - Es trobà que hi havia una cera que sortia al mateix temps de retenció que l'alquenona tri-insaturada.
4. Es torna a saponificar la mostra per treure la cera de la mostra i es torna a injectar al GC-FID. El resultat continuà essent el mateix: 16°C

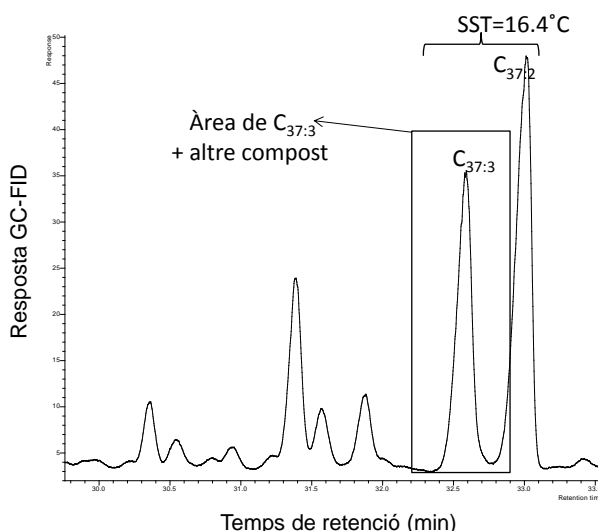


Fig.b.2.- Secció d'un cromatograma amb les alquenones afectades per la coel·luïó.

Un cop es va saber que hi havia la cera i que aquest compost no es podia separar per hidròlisi es va decidir adaptar la metodologia de Fontal, van Drooge et al. (2015). Es van injectar per HPLC diverses mostres i es recolliren fraccions en els temps d'elució descrits a l'article. Els resultats es va ajustar per obtenir els compostos que ens interessaven en diferents al·líquotes (Fig.b.3).

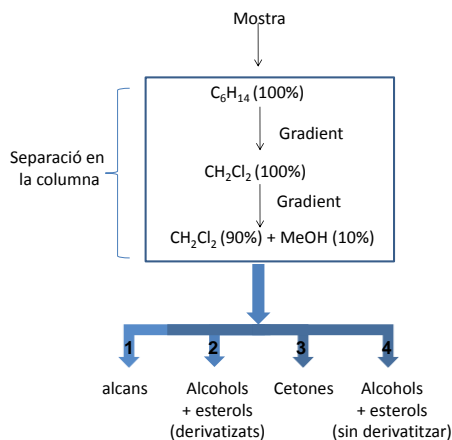


Fig.b.3.- Gradients d'elució i alíquotes obtingudes.

En injectar les alíquotes en un GC-MS es trobà que les 3 i 4 tenien els mateixos compostos. Es va decidir mantenir aquestes protocol de separació però analitzar conjuntament les alíquotes 3 i 4.

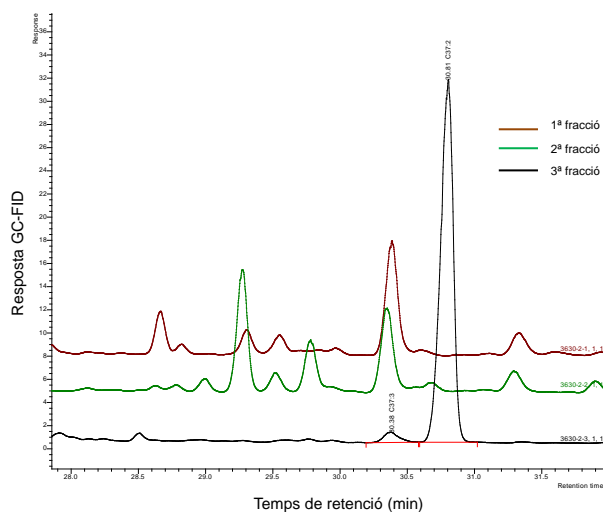


Fig.b.4.- Mostra injectada a GC-FID que tenia una coelució una vegada purificada per HPLC.

Al final es van obtenir 3 alíquotes amb: alçans, alcohols i esterols i cetones. El compost (la cera) va anar dividit entre la primera i la segona alíquota quedant l'alquenona tri-insaturada sense cap coelució (fig.a.2.4).

Això va permetre obtenir unes SSTs sense cap interferència i la mesura passà dels 16°C als 28°C.

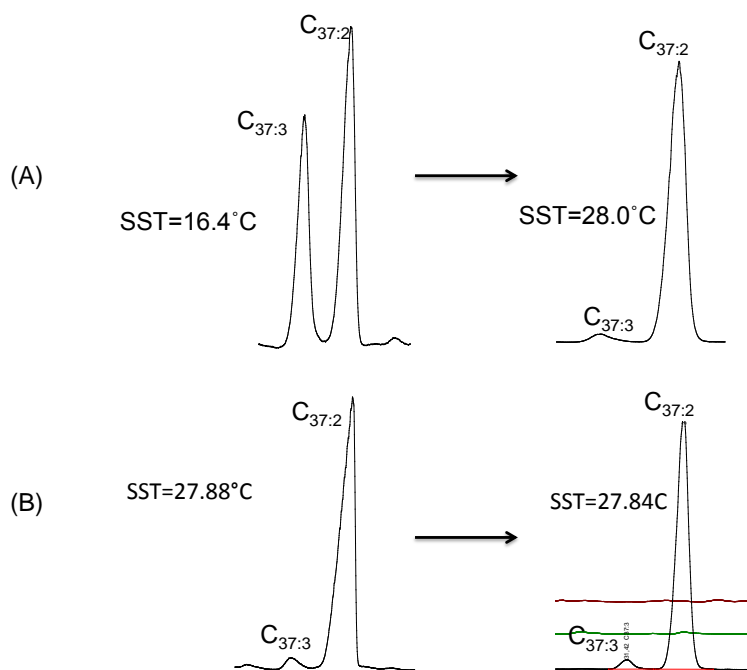


Fig.b.5.- Resultat de la purificació per HPLC.

(A) mostra afectada per coelució; (B) mostra no afectada per coelució.

Tal i com es pot veure a la figura a.2.5, la purificació per HPLC fou eficient. Els resultats de les mesures de SSTs foren coherents amb els de les mostres dels centímetres adjacents.

BIBLIOGRAFIA ANNEX B

Fontal, M., et al. (2015). "Broad spectrum analysis of polar and apolar organic compounds in submicron atmospheric particles." Journal of Chromatography A **1404**: 28-38.

ANNEX C

PUBLICACIÓ A LA REVISTA *CLIMATE OF THE PAST:*

Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over last 140000years.

Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J. O., López-Otalvaro, G. E., Flores, J. A., and Sierro, F.: Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years, *Clim. Past*, 11, 1297-1311, doi:10.5194/cp-11-1297-2015, 2015.

Clim. Past, 11, 1297–1311, 2015
www.clim-past.net/11/1297/2015/
doi:10.5194/cp-11-1297-2015
© Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.



Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years

O. Rama-Corredor¹, B. Martrat¹, J. O. Grimalt¹, G. E. López-Otalvaro², J. A. Flores², and F. Sierro²

¹Department of Environmental Chemistry, IDAEA-CSIC, Jordi Girona 18, 08034 Barcelona, Catalonia, Spain

²Department of Geology, University of Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca, Spain

Correspondence to: J. O. Grimalt (joan.grimalt@idaea.csic.es)

Received: 31 January 2015 – Published in Clim. Past Discuss.: 2 April 2015

Accepted: 2 September 2015 – Published: 6 October 2015

Abstract. Sea surface temperatures (SST) in the Guiana Basin over the last 140 ka were obtained by measuring the C₃₇ alkenone unsaturation index U₃₇^k in the sediment core MD03-2616 (7° N, 53° W). The resulting data set is unique in the western tropical Atlantic region for this period. The SSTs range from 25.1 to 28.9 °C, i.e. glacial–interglacial amplitude of 3.8 °C, which is in the range of change of other tropical areas.

During the last two interglacial stages (marine isotope stages; MIS1 and MIS5e) and warm long interstadials (MIS5d-a), a rapid transmission of climate variability from Arctic–tropical latitudes is recorded. During these periods, the MD03-2616 SSTs show a conspicuous parallelism with temperature changes observed in Greenland and SST records of North Atlantic mid-latitude cores (Iberian Margin 38° N, Martrat et al., 2007).

The last deglaciation in the Guiana Basin is particularly revealing. MIS2 stands out as the coldest period of the interval analysed. The events recorded in Guiana parallel northern latitude events such as the Bölling–Allerød warming and the Younger Dryas cooling which ensued. These oscillations were previously documented in the $\delta^{18}\text{O}$ of the Sajama tropical ice core (Bolivia) and are present in Guiana, with rates of ca. 6 °C ka⁻¹ and changes of over 2 °C.

During the glacial interval, significant abrupt variability is observed, e.g. oscillations of 0.5–1.2 °C during MIS3, which is about 30 % of the maximum glacial–interglacial SST change. In the MD03-2616 record, it is possible to unambiguously identify either the Dansgaard–Oeschger oscillations described in northern latitudes or the SST drops associ-

ated with the Heinrich events characteristic of North Atlantic records. Although these events form the background of the climate variability observed, what truly shapes SSTs in the Guiana Basin is a long-term tropical response to precessional changes, which is modulated in the opposite way to Northern Hemisphere variability. This lack of synchrony is consistent with other tropical records in locations to the north or south of the Guiana Basin and evidences an Arctic–tropical decoupling when a substantial reduction in the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) takes place.

1 Introduction

Abrupt climate changes have been recorded in a variety of environmental sensors and archives. Examples of these are (i) isotopic composition of foraminifera (Bond et al., 1993; Lisiecki and Raymo, 2005; McManus et al., 1994; Peterson et al., 2000; Shackleton et al., 2000), sea surface temperatures (SSTs) derived from alkenones (Herbert and Schuffert, 2000; Martrat et al., 2004, 2014) or Mg/Ca measured in marine sediments (Cacho et al., 2006; Marino et al., 2013; Martinez-Mendez et al., 2010); (ii) isotopic composition of speleothems (Cheng et al., 2009; Wang et al., 2001); and (iii) isotopes and greenhouse gases trapped in continental polar and tropical ice (Loulerge et al., 2008; EPICA, 2004; North Greenland Ice Core Project members, 2004; Jouzel et al., 2007; Wolff et al., 2010; Thompson et al., 1998). Diverse locations across both hemispheres, from Greenland and the North Atlantic through South America and Antarctica, among others, record these abrupt climate changes. The At-

lantic has experienced changes from warm to cold conditions and vice-versa in sub-millennial timescale events (Barker et al., 2011, 2015) which punctuated the orbital-driven glacial–interglacial evolution (Berger, 1978; Jouzel et al., 2007).

Variability in the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) has been identified as one of the primary causes of these abrupt climate variations (Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Gherardi et al., 2009; Hendy et al., 2002). In the past, AMOC reductions brought about a decrease in the transfer of heat to northern latitudes, with climate switching from warm to cold stadial modes and the consequent extension of continental and sea ice (Lippold et al., 2012; Robinson et al., 2005); while freshwater input into the North Atlantic due to melting of North American lakes may have contributed to the onset of some of these episodes (Broecker and Hemming, 2003; Teller et al., 2002) as well as changes in the amount of salt reaching the North Atlantic as a result of variations in leakage from the Indian Ocean (Knorr and Lohmann, 2003; Weijer et al., 2002). Additionally, modulation of bipolar see-saw mechanisms leading to North Atlantic deep water formation, either from Arctic or Antarctic sources, may also have an influence on overall AMOC variability (Knorr and Lohmann, 2003; Knutti et al., 2004; Lippold et al., 2012; Martrat et al., 2007; McManus et al., 2004; Ritz et al., 2013; Stocker, 1998; Stocker and Marchal, 2000; Stocker and Johnsen, 2003; Weaver et al., 2003).

These processes draw on scenarios in which abrupt climate variability responds to changes occurring at polar latitudes, whether northern or southern. Most of the evidence to explain Atlantic climate processes has been obtained from sediment cores located at mid–high latitudes (Allen et al., 1999; Bond et al., 1993; Martrat et al., 2007; McManus et al., 2004; Shackleton et al., 2000). However, several aspects of these changes are as yet to be explored, among them, the occurrence of abrupt climate transitions in tropical latitudes. Climate changes in tropical Atlantic regions have received less attention, particularly those encompassing variability beyond the last deglaciation, e.g. Dubois et al. (2014), Herbert and Schuffert (2000), Jaeschke et al. (2007), Keigwin and Boyle (1999), and Schmidt et al. (2004). The study of these low-latitude regions may provide information on (i) the influence of high climate variability in these areas, (ii) specific local processes that may generate rapid changes, (iii) mechanisms of polar-to-tropical transmission of abrupt climate variability and their influence at low latitudes and (iv) the significance of tropical atmospheric/oceanic reorganisations in sustaining abrupt climate variability (Seager and Battisti, 2007). These questions need to be addressed because the tropics are the main global stores of heat and salt. They may have played an active role in the development of abrupt climate variability or, at least, may have contributed to these processes at several stages.

The Guiana Basin hydrography is modulated by the water discharges of the Amazon River and oscillations of the intertropical convergence zone (ITCZ). These oscillations

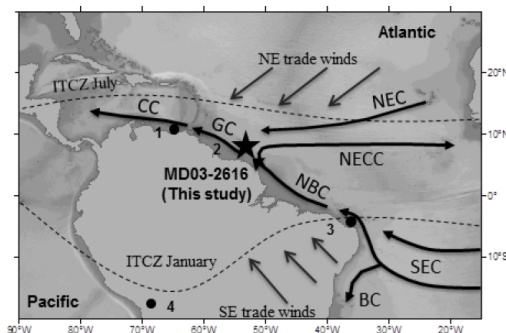


Figure 1. Map showing the sites mentioned in the text: (1) ODP 1002 (Peterson et al., 2000), (2) MD03-2616, this study (7.4875° N, 53.0080° W; –1233 metres below sea level), (3) GeoB-3910 (Jaeschke et al., 2007, (4) Sajama ice core; Thompson et al., 1998). Guiana current (GC), north equatorial current (NEC), Caribbean current (CC), north Brazil current (NBC), north equatorial countercurrent (NECC), south equatorial current (SEC) and Brazil current (BC). ITCZ and trade winds are shown (humid north-easterlies when the ITCZ moves north of the equator and dry south-easterlies when it moves southward).

modify winds and ocean currents, and eventually salinity, river run-off, and nutrient supply (Figs. 1 and S1 in the Supplement). This area is therefore located in a cornerstone site that records the impact of several main processes of potential influence on the climate of the planet during the glacial and interglacial periods, including capacity of initiation and development of rapid climate changes. In turn, changes in this tropical region could also bear an influence on Arctic regions. Given that the Guiana current (GC) is part of the wider system transporting high saline waters from the Indian Ocean to the Caribbean Sea, changes in its intensity may lead to an accumulation of salt in the tropical North Atlantic. These accumulation processes may ultimately modify the density of high-latitude surface waters and the North Atlantic climate because of their influence on thermohaline circulation (Schmidt et al., 2004; Ritz et al., 2013).

Alkenones synthesised by haptophyte algae have been used as a proxy for reconstructing SSTs, particularly in the Atlantic Ocean (Müller et al., 1998; Jaeschke et al., 2007; Martrat et al., 2007). The U_{37}^k alkenone unsaturation index is used here to estimate the SSTs (Brassell et al., 1986; Müller et al., 1998) during the past 140 ka in the western tropical Atlantic. These SST variations trace abrupt climate events and may help to identify connections with northern or southern Atlantic processes and to evaluate the sensitivity of tropical areas to the changes occurring at high latitudes.

2 Regional settings

Core MD03-2616 was recovered in Guiana Basin (7.4875° N, 53.0080° W), located about 650 km off the coast and at 1233 m below sea level during the PICASSO cruise on board the R/V *Marion Dufresne* (Fig. 1). The core has a total length of 39 m. Most of the sediment is composed of olive green clay, and is rich in foraminifera and organic matter, with little bioturbation (Shipboard Scientific Party, 2003).

2.1 Atmospheric circulation

The Guiana Basin (Fig. 1) is directly influenced by the latitudinal migration of the ITCZ between 10° N and 5° S (Muller-Karger et al., 1989). Seasonal movements of the ITCZ generate two rainy periods (boreal late spring – early summer and winter) and two periods with less rain (boreal late summer – early autumn and early spring). This spatial and seasonal variability in the ascending branch of the Hadley cell has an impact on the vegetation and hydrology of the area. Trade winds change their direction depending on the ITCZ position (Fig. 1). South-east trade winds prevail when the ITCZ is in its northern position (drier continental climate; short rainfall events in Guiana). Conversely, there is an opposite flow of north-east trade winds when the ITCZ is in its southern position (wetter oceanic climate; long rainfall events in Guiana).

2.2 Oceanographic setting

According to the Levitus database (Levitus, 1982), the present average annual SST at the MD03-2616 location is 27.6°C and the average annual salinity is 33.6 psu (Reynolds et al., 2002, Fig. S1). The GC washes the coastline from south-east to north-west (Fig. 1) and pushes the Amazon River plume towards the Caribbean Sea (Masson and Delecluse, 2001; Muller-Karger et al., 1988, 1995). This current extends from the north Brazil current (NBC), which branches off from the south equatorial current (SEC, Peterson and Stramma, 1991). The NBC provides salty, warm waters to the western tropical Atlantic north of the equator (Stramma and Schott, 1999). When the ITCZ is in its northern position the NBC undergoes a retroflection, generating the north equatorial countercurrent (NECC) and decreasing the GC flow. The formation and strengthening of the NBC retroflection diverts part of the Amazon plume from the Caribbean Sea towards the Central Atlantic (Rühlemann et al., 2001; Zabel et al., 2003), thereby decreasing the sediment supply to the MD03-2616 site. This decrease is compensated by the north equatorial current (NEC) that flows southward in West Africa and crosses the Atlantic westward (Arnault, 1987) to supply the Guiana and Caribbean currents (Bourlès et al., 1999, Fig. 1). Antarctic Intermediate Water (AAIW) originates from subpolar latitudes around Antarctica and flows at 400–1000 m depth with a pressure range of 600–

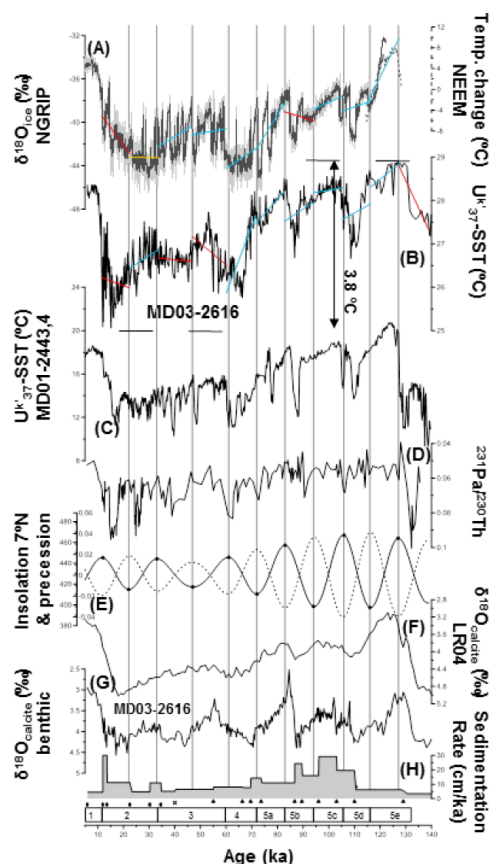


Figure 2. Guiana SSTs vs. Greenland and orbital changes. (a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) NGRIP (GICC05 model ext timescale; Wolff et al., 2010; Svensson et al., 2011) and temperature change in NEEM (dashed line; NEEM community members, 2013), (b) MD03-2616 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (this study), (c) MD01-2443,4 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (Martrat et al., 2007), (d) $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ composite (Bohm et al., 2015; McManus et al., 2004), (e) precessional changes (dashed line), which are inversely related to the daily insolation at 7° N (solid line) during the summer solstice (Berger, 1978). Circles mark maximum and minimum of insolation at 7° N. (f) LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). (g) MD03-2616 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ (López-Otálvaro et al., 2009), (h) sedimentation rate of MD03-2616 (this study). The control points used for the age model (Table 1) are shown: dots for AMS- ^{14}C dates, a cross for the Y bioclimatic event, and triangles for tie points between MD03-2616 benthic isotopes (López-Otálvaro et al., 2009) and the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). The trends between the perihelion passage in the NH boreal summer (precession minima, insolation maxima) and winter solstices (precession maxima, insolation minima) are shown.

1300

O. Rama-Corredor et al.: Parallelisms between sea surface temperature changes

1050 dbar. It is identified in the tropical region by a salinity minimum, which contrasts with the upper North Atlantic deep water that flows at a deeper depth 1200–4000 m and has an assigned higher pressure of 1200–2050 dbar (Stramma and Schott, 1999; Lankhorst et al., 2009).

2.3 River's run-off

The Amazon is the main river in South America. Its annual mean flow of $200\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ contributes $6 \times 10^{12}\text{ m}^3\text{ yr}^{-1}$ of fresh water to the tropical Atlantic (Muller-Karger et al., 1988). Guiana's rivers, Maroni and Oyapock, have discharges of 1600 and $800\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, respectively (Masson and Delecluse, 2001). All of them are directly influenced by the ITCZ, involving maximum run-off when the ITCZ is in its southern position. The Amazon River plume is rich in nutrients and suspended sediments, and forms coastal mud banks. The terrigenous material, which accumulates on the continental shelf, is transported to the Guiana Basin by the GC in a continuous wide band of 100–150 km. The GC carries much of the Amazon River plume northward to the Caribbean Sea (Muller-Karger et al., 1995). These river waters have a high sediment load and are rich in organic compounds generated in the Amazon forests (Salot et al., 2001). The Amazon River is also a major contributor of nutrients to the marine system, which provides appropriate habitats for plankton growth, including haptophyte algae (López-Otálvaro et al., 2009).

3 Methods

3.1 Lipids and SSTs

Sediment samples (2.5 g) from MD03-2616 were taken every 3 cm. The method of analysis of organic compounds, including C_{37} alkenones, is described in detail in Villanueva et al. (1997). Samples were freeze-dried and n-nonadecan-1-ol, n-hexatriacontane and n-dotetracontane were added as internal standards. The organic matter was then extracted with dichloromethane in an ultrasonic bath. The extracts were saponified with 10 % KOH in methanol to eliminate interfering compounds such as fatty acids, ester waxes, amino acids, and proteins. The neutral lipid phase was recovered from this alkaline digestion with hexane, which was evaporated to near-dryness under a gentle N_2 stream. The lipid mixture was redissolved with toluene, derivatised with bis(trimethylsilyl)trifluoroacetamide and analysed by gas chromatography coupled to flame ionisation detection (GC-FID).

Instrumental analyses were performed with a Varian 3400 equipped with a CPSIL-5 CB column coated with 100 % dimethylsiloxane (film thickness $0.12\text{ }\mu\text{m}$). Hydrogen was the carrier gas (50 cm s^{-1}). The oven was programmed from 90 to 170°C at $20^\circ\text{C min}^{-1}$, then to 280°C at 6°C min^{-1} (holding time 35 min), to 300°C at $10^\circ\text{C min}^{-1}$ (holding

time 7 min) and finally to 320°C at $10^\circ\text{C min}^{-1}$ (holding time 3 min). The injector was programmed from 90°C (holding time 0.3 s) to 320°C at $200^\circ\text{C min}^{-1}$. The detector was maintained at 320°C .

Selected samples were analysed by gas chromatography coupled with mass spectrometry (GC-MS; Thermo DSQ II Instruments). The instrument was equipped with a CPSIL-5 CB column and He was used as the carrier gas. The injection conditions were the same as described above for GC-FID. Mass spectra were acquired in the electron impact mode (70 eV) scanning from 50 to 700 mass units in cycles of 1 s.

The U_{37}^k index was obtained from the concentrations of C_{37} alkenones, $\text{C}_{37:2}/(\text{C}_{37:2} + \text{C}_{37:3})$ [$\text{C}_{37:3}$ refers to heptatriaconta-8E,15E,22E-trien-2-one and $\text{C}_{37:2}$ to heptatriaconta-15E,22E-dien-2-one], and used to calculate the SST [$\text{U}_{37}^k = 0.033 \times \text{SST} + 0.044$; Müller et al., 1998, $\pm 0.5^\circ\text{C}$; Villanueva and Grimalt, 1997; Grimalt et al., 2001]

4 Age model and sedimentation rates

The age model was based on linear interpolations between 18 age pointers (Table 1). Between 5.9 and 34.5 ka the pointers encompassed six AMS ^{14}C dates measured in tests of planktonic foraminifera *Globigerinoides sacculifer*. They were calibrated to calendar years with the Calib 7.0 software and Marine13 curve (Reimer et al., 2013). The assigned reservoir age was 284 years and delta $R = -15 \pm 37$. Both of them were obtained from the Marine Reservoir Correction database (<http://calib.qub.ac.uk/marine/>) as a mean of the closest points in the area. One radiocarbon measurement (148 cm, 26.8 ka) was identified as a reversal and excluded. This reversal was detected by comparison of the previously published MD03-2616 benthic $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ determined from *Uvigerina peregina* tests (López-Otálvaro et al., 2009) with the age model of Stern and Lisiecki (2014) that records the age interval of Termination I in North Atlantic Intermediate Water at 16.8–18.3 ka.

The age model of the older sections was constructed comparing the MD03-2616 benthic $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ with the LR04 benthic $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ stack. This stack relies on a non-linear model of ice volume, which simulates the response of ice sheets to boreal summer insolation variations (Lisiecki and Raymo, 2005). One additional pointer used (40 ka) was the last occurrence of *Pulleniatina obliquiloculata* (Ericson and Wollin, 1956; Kennett and Huddleston, 1972; Prell and Damuth, 1978; Vicalvi et al., 1999; Peterson et al., 2000; López-Otálvaro et al., 2009) known as biozone Y transition (Table 1). The presence of *P. obliquiloculata* in the ocean Atlantic sediments is diachronous. The disappearance of this species occurred in the Gulf of Mexico at 60 ka BP, in the Caribbean Sea at 50 ka BP, and in the equatorial Atlantic at 35 ka BP (Prell and Damuth, 1978). In Vicalvi et al. (1999) it was indicated that the biohorizon Yp.obliq was between 40 and 42 ka. López-Otálvaro et al. (2009) studied the bios-

trigraphy in this MD03-2616 core and used 40 ka. In the Amazon fan ODP942 core, the age of 40 ka was also used as biohorizon of the area (Maslin et al., 2000). In the present study, we keep the same criterion as in Lopez-Otálvaro et al. (2009).

5 Results

5.1 Sedimentation rates

The age model was made using radiocarbon measurements, benthic $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ (Fig. 2g) determined from *Uvigerina peregine* and biozone events (Table 1). The sedimentation rates (SRs) over time in the Guiana Basin (Fig. 2h) are supposed to be influenced by the sediment yield from the Amazon River (Govin et al., 2014). The two interglacial periods studied have a low SR (marine isotope stages; MIS1 $3.5\text{ cm}^2\text{ ka}^{-1}$ and MIS5e $4.5\text{ cm}^2\text{ ka}^{-1}$, Fig. 2h). The MIS5 complex (5a, 5b, 5c, 5d) has a SR that is higher than $10\text{ cm}^2\text{ ka}^{-1}$, MIS5d being the period with the highest sedimentation ($29\text{ cm}^2\text{ ka}^{-1}$). The glacial period started with a decrease in SR because in MIS4 and MIS3 much of the terrigenous sediment yield was deposited in the Amazon fan. Despite this decrease in SRs, the amount of sediment that arrived in these glacial periods was higher than that of the interglacial periods ($\sim 8\text{ cm}^2\text{ ka}^{-1}$) most of the time. The SRs during glacials have a similar pattern to that of other cores from the region such as ODP942 (Maslin et al., 2012). The highest SR ($30\text{ cm}^2\text{ ka}^{-1}$) corresponded to a deglaciation of the Andes with an increase of Amazon River run-off (Thompson et al., 1998, Maslin et al., 2012).

5.2 SST glacial/interglacial patterns

The SSTs of core MD03-2616 display a well-defined orbital modulation of glacial and interglacial reference MIS: the last interglacial complex MIS5e-a (from 127.3 to 71.6 ka BP), the glacial stages from MIS4 to MIS2 (from 71.6 to 11.5 ka BP), and the present interglacial or MIS1 (from 11.5 to 0 ka BP). The alkenone-derived SSTs range from a minimum of 25.1°C during MIS2 to a maximum of 28.9°C in MIS5e (Fig. 2b).

The alkenones found in all the samples of the present study correspond to distributions containing C_{37} methyl ketones, C_{38} methyl and ethyl ketones, C_{39} methyl and ethyl ketones, and C_{40} ethyl ketones. This distribution named as Type A in previous studies (Lopez and Grimalt, 2006; Grimalt and Lopez, 2007) is widely found in marine sediments and waters, and the correspondence between SST and U_{37}^k has not been observed to depend on salinity changes. Another distribution, Type B, is characterised by well-defined relationships between carbonyl position and chain parity, involving methyl and ethyl ketones for the odd and even carbon number homologs, respectively. This second distribution is found in sedimentary environments of salinities lower than seawater

(Lopez and Grimalt, 2006; Grimalt and Lopez, 2007) and it was not found in any of the samples of the present study. The lack of influence of salinity changes in the SST alkenone record is also consistent with a previous calcareous nanoplankton study performed in the same core (López-Otálvaro et al., 2009) in which the species that could be dependent on salinity did not show any systematic correspondence to this parameter.

The glacial–interglacial SST amplitude, 3.8°C , may appear small compared to those from higher latitudes, though it is in line with SSTs observed in other tropical areas such as southern China, 2.8°C (8°N ; Pelejero et al., 1999), northeastern Brazil, 2.8°C (4°S ; Jaeschke et al., 2007), and the eastern Pacific warm pool (2.7 , 4.2 and 4°C at 7°N , 0°N and 1°S , respectively; Dubois et al., 2014). Similarly to these previous studies, the MD03-2616 glacial–interglacial SST amplitude displays the highest SST difference observed in the interval studied, well above any other SST change associated with the rapid oscillations recorded. The top of the core contains MIS1 strata (latest dated sample at 5.9 ka BP) and averages 28.3°C , i.e. lower SSTs than during MIS5e (Fig. 2b). MIS2 stands out as the coldest interval with minimum SST of 25.1°C and LGM average of 26.2°C ($+0.6^\circ\text{C}$ warmer than those in the MARGO database for this area; Margo, 2009). Sub-stages MIS5d and MIS5b are identified from the decrease in SST to 26.7°C . The SST in MIS4, 25.8°C , was colder than in MIS3, 27.7°C . The average SST during MIS3, 26.7°C , was higher than in MIS2 and MIS4, i.e. 26.1 and 26.5°C , respectively.

The SSTs of core MD03-2616 show a conspicuous parallelism with temperature changes observed in Greenland during the last two interglacials (MIS1 and MIS5e) and warm long interstadials (MIS5d-a). The trends (warming/cooling) between maximum and minimum precession in Guiana and Greenland are shown as follows (Fig. 2a–b): oscillations at warming intervals in red (in Guiana, MIS3 and late MIS2; in Greenland, MIS5b and late MIS2), changes at cooling intervals in blue (in Guiana, MIS5e-a, MIS4, and early MIS2; in Greenland, MIS5d-c, and from MIS5a to MIS3) and, finally, trends of less than 1 % of the maximum change in yellow (in Greenland, late MIS3).

5.3 Abrupt SST changes

The samples analysed in core MD03-2616, $n = 576$, provided an average resolution of 210 years. The resolution in the radiocarbon age period was also 210 years. Only in certain periods, 23.8–29.8 and 35.2–39.6, was the resolution closer to 400 years. Fig. S2 shows the SST record in which the sampled and analysed levels between 5 and 70 ka are indicated. The time intervals corresponding to the Younger Dryas and the Heinrich events (HEs) are described by at least six measurements. The resolution of the HEs is as average comparable to other tropical cores such as those from the west Amazonia caves quoted in the study (Fig. 3e and f).

Table 1. Control points used for the age model in MD03-2616, assuming regular sediment accumulation rates between reference strata. Radiocarbon dating was carried out at the Poznan Radiocarbon Laboratory (Poz-code, Poznan, Poland) and dates were calibrated using Calib 7.0 software and the Marine13 curve (Reimer et al., 2013; reservoir age of 284 years and delta R of -15 ± 37 ; 1 sigma range; reservoir age and delta R were obtained from the website <http://calib.qub.ac.uk/marine/>). Note that a reversal reported at 148 cm was not used in the age model, the *Pulleniatina obliquiloculata* disappearance is located at 288 cm (López-Otálvaro et al. 2009) and the LR04 benthic $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ stack (Lisiecki and Raymo, 2005) is used as a reference for the older sections.

Depth (cm)	Sample type	Radiocarbon age (ka) or ref	Calibrated age (ka BP)	Error (ka)
1	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22473)	5.490 ± 0.035	5.898	0.066
28	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22474)	10.610 ± 0.050	11.940	0.127
76	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22476)	12.090 ± 0.050	13.548	0.088
148	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22477)	22.890 ± 0.130	26.821	0.212
176	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22478)	19.010 ± 0.090	22.477	0.097
212	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22480)	26.370 ± 0.180	30.249	0.298
260	<i>G. sacculifer</i> (Poz-22481)	30.950 ± 0.300	34.500	0.271
288	<i>P. obliquiloculata</i>	Y interval	40.000	2.000
384	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	55.000	4.000
474.5	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	66.300	4.000
499	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	69.500	4.000
557	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	73.600	4.000
701	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	86.700	4.000
769	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	89.500	4.000
873	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	96.000	4.000
1077	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	103.000	4.000
1213	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	110.000	4.000
1329	<i>U. Peregrina</i>	LR04 stack	129.000	4.000

Previous studies identified abrupt changes based on the fastest rate of change associated with the last deglaciation (Martrat et al., 2004; Rahmstorf, 2003). In the Guiana record, this interval presents a rate of change of $+2^\circ\text{C ka}^{-1}$ (3.1°C in 1550 years in the MD03-2616 record; Fig. 3c; Table 3). Thus, an abrupt event is defined as a warming/cooling change higher than 0.5°C and 2°C ka^{-1} which have more than three points in the event. Most events were found in the glacial period when instability was higher (Fig. 3b). Some relevant SST oscillations are detected at transitional phases such as MIS5d ($+2.0^\circ\text{C}$), MIS5b (up to $+3.5^\circ\text{C}$), MIS4 (-3.5°C), during early MIS3 ($+2.2^\circ\text{C}$), early MIS2 (e.g. $+5.1$ or -3.3°C) or around the Bölling–Allerød (B–A) and the Younger Dryas (YD) events in a North Atlantic context (Figs. 3b, 4b; Table 3).

The intra-MIS5e variability previously reported in the North Atlantic (Oppo et al., 2001, 2006) is also observed in the Guiana Basin (Fig. 4b). The SSTs followed a pace of events analogous to those of Greenland from MIS5c to MIS5a (Greenland stadial (GS) and Greenland interstadial (GI) from 25 to 19). Generally, the SST oscillations did

not exceed 0.5°C , though some exceptions were observed around GS-24 (cold event C23; McManus et al., 1994, 2002), GS-22 (cold event C21; McManus et al., 1994, 2002) and GS-25 (cold event C24; McManus et al., 1994, 2002). The transitions from MIS5a to MIS4 and from MIS3 to MIS2 were abrupt (e.g. cooling of -1.5°C in 0.4 ka; Table 3) and presented high instability, i.e. warming and cooling events occurred rapidly (in less than 2.5 ka). The MIS3 transition started with a rapid warming ($+1.4^\circ\text{C}$ in 0.6 ka) and exhibited high variability (Fig. 3b). Late MIS2 presented a warming trend (Fig. 2b; Table 2), interrupted by cooling episodes at 17.5 ka (-1.4°C) and at 11.8 ka (-1.6°C) which could correspond to Heinrich event 1 (H1) and the YD, respectively, as described at higher latitudes (Fig. 3b).

The above-mentioned criteria were useful for comparison of the sub-millennial-scale events identified in the Guiana Basin (Fig. 3c) with tropical cave records (Cheng et al., 2013; Mosblech et al., 2012) in which sub-millennial-scale events were also identified (Fig. 3e, f). The SSTs in Guiana Basin and the cave records had a similar pattern. Some D–O (Dansgaard–Oeschger) stadials were recorded as one struc-

ture event but the number of events was sufficient to compare to the Greenland profiles.

6 Discussion

6.1 Rapid tropical-pole connections during warm, stable periods

During the last two interglacials (MIS1 and MIS5e) and warm long interstadials (MIS5d-a) both Greenland and Guiana experienced parallel cooling trends (Fig. 2a–b). Conversely, SSTs around MIS5b (82.7 ka) presented inverse long-term trends between Greenland and Guiana: polar latitudes showed a warming trend, while the tropical site experienced a cooling transition. The fact that the SSTs in MIS5e (28.9 °C) were higher than in the MIS1 (28.3 °C) further confirms previous observations which suggest a precessional modulation despite the differences between both interglacials (e.g. Martrat et al., 2014; Figs. 3b, 4b). Specifically, prolonged interglacial warmth in the North Atlantic after insolation minima (116.3 ka; Table 2) has been attributed to a strengthening of the thermohaline circulation (McManus et al., 2002). Prominent drops in SST around MIS5d and MIS5b, features characteristic in the North Atlantic, occurred after precessional maxima (insolation minima; Fig. 4c). MIS5b comprises one of the most extreme events recorded in southern European pollen sequences (Tzedakis et al., 2003) that is in line with the maximum extension of the Barents–Kara and Scandinavian ice sheets (Svendsen et al., 2004). This increase blocked the drainage of north-east European rivers owing to the existence of large proglacial lakes (Krinner et al., 2004). During these cold events (MIS5c,d and D–O stadials) ice sheet discharge increased, strengthening NE trade winds and reducing northward Guiana current heat transport (Chiang and Bitz, 2005; Maslin, 1998). In these stronger NE wind conditions, ITCZ shifted southward and NEC moved to the south, cooling the Caribbean region (Schmidt et al., 2004) and the Guiana Basin.

The warm MIS5a and MIS5c periods in Greenland and the two interglacials involved an ice sheet reduction and a lower SST gradient along the Atlantic, reducing NE trade winds' strength. These warmer SSTs favoured the northward shift of the ITCZ driven by SE trade winds which increased heat transport northward to the Caribbean Sea and North Atlantic higher latitudes. This active heat transport along the Atlantic Ocean can be observed in Fig. 2c where the AMOC is active and Guiana Basin SSTs warm as Greenland temperatures.

Opposite trends occurred in Guiana and Greenland during MIS3 and early MIS2 (Table 2). From MIS4 to MIS2, the D–O-type oscillations constituted the background pattern of the observed climate variability (Figs. 3a, 4a). The SST changes observed in MD03-2616 were strongly modulated by precession (Figs. 3c, 4c). The overall SST profile showed a maximum fall of -2.2°C (see Fig. S3) which was much less than that observed in the North Atlantic, e.g. -10°C in the Iberian

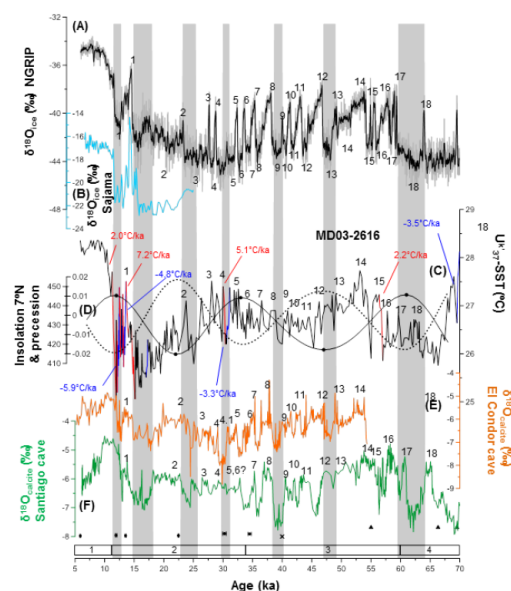


Figure 3. Abrupt changes over MIS4, MIS3 and MIS2. (a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) measured in NGRIP (NGRIP, 2004; Wolff et al., 2010), (b) Sajama ice core (Thompson et al., 1998). (c) MD03-2616 $U_{\text{r-sst}}$ SST (this study). (d) Precession (dashed line) and daily insolation (solid line) at 7°N during the summer solstice (Berger, 1978). (e) $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ El Condor Cave (Cheng et al., 2013). (f) $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ Santiago Cave (Mosblech et al., 2012). The abrupt changes identified in the MD03-2616 SST record are operationally defined as a transition faster than $2^{\circ}\text{C ka}^{-1}$ and with absolute intensity equal to or higher than 0.5°C (Table 3). The blue and red lines represent abrupt cooling and warming SST changes, respectively.

Margin (Bard et al., 2000; Martrat et al., 2007) or -6°C in the Alboran Sea (Martrat et al., 2004; Cacho et al., 1999). The lower SST amplitudes in the MD03-2616 site were consistent with the narrow SST range found in tropical regions.

During the latest stages of the last deglaciation, the MD03-2616 SSTs were a reminder of oscillations observed in Greenland (North Greenland Ice Core Project members, 2004), with structures similar to the B–A and the stadial associated with HE1, respectively (Fig. 3a and c). Once again, these SST changes were of lower intensity in the Guiana core than in higher latitudes of the Atlantic Ocean and the Iberian Margin (Martrat et al., 2007) but similar to those observed in the Senegal Basin (Niedermeyer et al., 2009) which was consistent with the common subdued SST variability in tropical regions. The parallel changes between Guiana and Greenland during the last deglaciation suggest that the advection of warm tropical waters into the North Atlantic amplified the thermohaline circulation and contributed to high-latitude warming (Knorr and Lohmann, 2003; Schmidt et al., 2004).

Table 2. Trends between precession maxima and minima and vice-versa (insolation minima and maxima and vice-versa) from the marine isotope stage – MIS5e to MIS2 in Greenland (NGRIP; North Greenland Ice Core Project members, 2004), Guiana Basin (MD03-2616; this study), Cariaco Basin (ODP 1002C; Peterson et al., 2000) and off north-eastern Brazil (GeoB-3910; Jaeschke et al., 2007). N refers to the number of samples used to calculate the trends.

MIS	Age (ka BP)	NGRIP		MD03-2616		ODP 1002		GeoB-3910	
		‰ ka ^{−1}	N	°C ka ^{−1}	N	‰ ka ^{−1}	N	°C ka ^{−1}	N
2	from 22.5 to 11.5	0.32	551	0.02	104	0.19	309	0.15	54
	from 33.6 to 22.5	0.01	556	−0.04	41	−0.09	248	−0.06	43
3	from 46.8 to 33.6	−0.13	661	0.01	40	0.07	355	0.03	72
	from 60.1 to 46.8	−0.04	666	0.05	62	0.43	300	0.02	47
4	from 71.6 to 60.1	−0.16	576	−0.16	63	−0.26	192		
5a	from 82.7 to 71.6	−0.38	556	−0.07	38	−0.14	117		
5b	from 94.2 to 82.7	0.08	576	−0.04	50				
5c	from 105.4 to 94.2	−0.11	561	−0.01	81				
5d	from 116.3 to 105.5	−0.08	541	−0.03	45				
5e	from 127.3 to 116.3	−1.27	300	−0.05	21				

Links between the Guiana SST record and those from the Agulhas area are expected, given that the former is located in the area of influence of the NBC originating from the SEC, providing salty warm waters to the western tropical Atlantic north of the equator (Fig. 1; Stramma and Schott, 1999). The SEC is ultimately fed by leakage from the Agulhas current (Peterson and Stramma, 1991; Bard and Rickaby, 2009; Caley et al., 2014). Intensification in the delivery of salt into the Atlantic may contribute to the strengthening of the AMOC flow. Hydrographical changes in equatorial currents have previously been put forward as a possible influence on the development and intensity of interglacial SSTs (Ganachaud and Wunsch, 2000; Trenberth and Caron, 2001). However, SST reconstructions influenced by the Agulhas current (Martinez-Mendez et al., 2010; Marino et al., 2013; Dyez et al., 2014; Bard and Rickaby, 2009) differ from the MD03-2616 SST record.

Conversely, the coupling between SST change in the MD03-2616 site, the Greenland temperatures, and the SST of northern Atlantic latitudes (Martrat et al., 2007) in the interglacials is consistent with the model describing an AMOC dependence on global mean air temperature anomalies and North Atlantic SSTs (Ritz et al., 2013). Analogous SST evolution between tropical areas and Greenland suggests that ocean processes in Guiana (stronger GC fed by SEC) were directly related to the AMOC strength during the last two interglacials (MIS5e and MIS1) and warm long interstadials (MIS5d-a). This parallel behaviour is in line with the amplification of thermohaline circulation resulting from the movement of warm tropical waters into the North Atlantic, as observed in cores from the Caribbean Sea (12° N, 78° W; Schmidt et al., 2004). The coupling of the west tropical Atlantic waters with these processes was probably necessary for the supply of salty waters to the Caribbean Sea prior to concentration and advection towards the North Atlantic. The

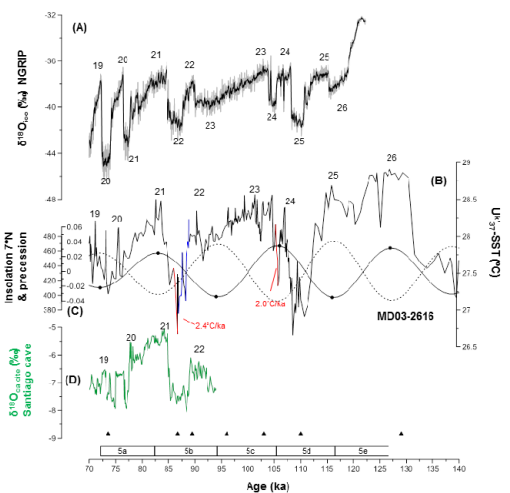


Figure 4. Abrupt changes over MIS5e-a. (a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) measured in NGRIP (NGRIP, 2004; Wolff et al., 2010). (b) MD03-2616 $U_{137}\text{-SST}$ (this study). (c) Precession (dashed line) and daily insolation (solid line) at 7° N during the summer solstice (Berger, 1978). (d) $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ Santiago Cave (Mosblech et al., 2012). The blue and red lines represent abrupt cooling and warming SST changes, respectively (higher than 0.5 °C and 2 °C ka^{−1}). According to the Levitus database, the oxygen minimum zone in this area is located between 200 and 600 m (Levitus, 1982).

coupling is observed irrespective of the larger sediment yield from the Amazon River to the MD03-2616 site during interglacials. Possible local effects caused by Amazon discharges in this area did not significantly disturb the MD03-2616 SST

record, which preserves a conspicuous parallelism between tropical climate changes and Greenland variability.

6.2 Tropical abrupt SST changes during transitional intervals

Abrupt changes occurred in the North Atlantic throughout MIS3 (Martrat et al., 2014), as in the Guiana Basin but at lower intensity (1–1.5 °C). Guiana SSTs show warming/cooling events that are a reminder of D–O oscillations and HEs in Greenland. HE1, 2, 3, and 4 constitute one of the main features of this pattern but it also has a tropical structure, consistent with the tropical South America cave records (Fig. 3e, f). Most abrupt changes (as defined in Sect. 4.3) occur during the termination (Fig. 3c; Table 3). This pattern is somewhat consistent with the events described above. MD03-2616 exhibits abrupt oscillations around the B–A. This feature has also been observed in the Sajama $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ continental ice record (Bolivia; Thompson et al., 1998), which reinforces the evidence of links between the climate changes in the North Atlantic and in central and south America during the end of the last deglaciation (Fig. 3a–b).

A strong SST variability in the YD has been identified in the high temporal resolution of MD03-2616. Bearing in mind that the YD most likely resulted from the massive discharge of cold freshwater into the North Atlantic, causing a decrease in the AMOC (Broecker and Hemming, 2001; Teller et al., 2002), it is feasible that such large freshwater inputs could modify oceanic circulation in the tropical Atlantic. The influence of these northern waters may have had an effect on latitudinal displacements of the ITCZ which may have also resulted in SST variations in Guiana. The onset of this cold period was very abrupt at the Guiana site, with SST decreases of ca. -6°C ka^{-1} and changes over 2°C .

During the glacial periods, the SST record of MD03-2616 shows significant variability, with oscillations of 0.5–1.2 °C. This represents about 30 % of the maximum SST change during the glacial to interglacial transition (3.8 °C). This relative change is lower than that observed in more northern sites of the North Atlantic, such as the Blake Outer Ridge (50 % in ODP-1060; López-Martínez et al., 2006), the Iberian Margin (46 % in MD01-2044; Martrat et al., 2007) or the Alboran Sea (40 % in ODP-977; Martrat et al., 2004 or 46 % in MD95-2043; Cacho et al., 1999). The sub-millennial variability of MD03-2616 during MIS3 is therefore lower than in the cores retrieved further north in the North Atlantic. Changes at high latitudes are stronger than in the tropics due to sea-ice–albedo feedbacks (Merzviel et al., 2014).

6.3 Glacial see-saw between the tropics and Greenland

Previously published data sets are available to assess the significance of trends and events observed in Greenland (Fig. 5a) and in Guiana during the glacial. Long term trends in ODP 1002C reference core from the Cariaco Basin (ca.

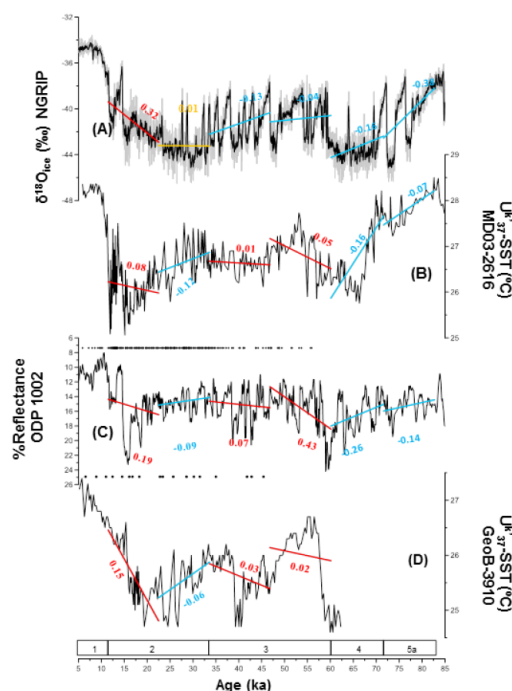


Figure 5. Glacial see-saw between Greenland and Guiana. **(a)** $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ measured in NGRIP (NGRIP, 2004; Wolff et al., 2010). **(b)** MD03-2616 U_{37}^{t} -SST (this study). **(c)** % reflectance in ODP 1002, Cariaco (Peterson et al., 2000). **(d)** GeoB-3910 U_{37}^{t} -SST, north-eastern Brazil (Jaeschke et al., 2007). The trends between precession maxima and minima and vice-versa are shown. The numbers close to the trends refer to the values in Table 2. Radiocarbon dates are drawn as dots on the top of the ODP 1002 and GeoB-3910 profiles.

72 radiocarbon dates; 10° N, 65° W; Peterson et al., 2000) are in line with the trends observed in Guiana for the time span in which they overlap (Fig. 5b, c). In the nearby core MD03-2622 (10° N, 65° W), the vegetation patterns are consistent with the rapid variability of Greenland (Gonzalez et al., 2008). Changes in Cariaco (reflectance and vegetation) are directly influenced by ITCZ shifts southward which are linked to the SST changes in Guiana. Comparison of these two proxies influenced by the same climate process provides information on the consistency of the overall interpretation of the results. Similarly, the extent to which the well-dated SST record in GeoB 3910-2 (Jaeschke et al., 2007) agrees with the long trends observed in Guiana supports that these tropical cores show analogous patterns to the Greenland rapid oscillations but also display a robust precessional forcing response (Fig. 5d).

1306

O. Rama-Corredor et al.: Parallelisms between sea surface temperature changes

Table 3. List of the abrupt SST changes identified in the MD03-2616 core. They are defined as positive or negative increments represented by ≥ 3 samples, occurring faster than the average SST warming during the last deglaciation, $+2^{\circ}\text{C ka}^{-1}$ (3.1°C in 1550 years in this SST record), and higher than $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$.

MIS	Events	Onset cm	End cm	Onset Ka	End Ka	Onset $^{\circ}\text{C}$	End $^{\circ}\text{C}$	Δ $^{\circ}\text{C}$	Δ age	$^{\circ}\text{C ka}^{-1}$	Equivalence
2	1	28	25	11.94	11.27	25.09	27.70	2.6	0.7	3.9	YD/Holocene
	2	34	30	12.14	12.01	25.20	26.69	1.5	0.1	11.2	Intra YD
	3	51	45	12.71	12.51	25.94	27.38	1.4	0.2	7.2	Intra B–A
	4	66	62	13.21	13.07	25.73	27.24	1.5	0.1	11.3	Intra B–A
	5	82	77	14.08	13.63	26.34	27.50	1.2	0.4	2.6	Intra B–A
	6	94	87	15.15	14.52	25.06	26.60	1.5	0.6	2.5	HE1/B–A
3	7	214	211	30.42	30.02	26.20	27.39	1.2	0.4	3.0	GS5/GI4
	8	400	395	57.00	56.38	25.86	27.23	1.4	0.6	2.2	GS16/GI15
5	9	701	693	87.56	87.19	26.68	27.57	0.9	0.4	2.4	GS22/GI21
	10	1129	1121	105.68	105.27	27.33	28.16	0.8	0.4	2.0	GS24/G+I23
2	1	45	34	12.51	12.14	27.38	25.20	−2.2	0.4	−5.9	B–A/YD
	2	55	51	12.84	12.71	26.93	25.94	−1.0	0.1	−7.4	B–A/YD
	3	59	56	12.97	12.87	26.58	25.99	−0.6	0.1	−5.9	B–A/YD
	4	62	56	13.07	12.87	27.24	25.99	−1.3	0.2	−6.3	B–A/YD
	5	77	66	13.63	13.21	27.50	25.73	−1.8	0.4	−4.2	Intra B–A
	6	118	115	17.29	17.02	26.29	25.51	−0.8	0.3	−2.9	HE1
3	7	222	216	31.15	30.60	27.37	26.21	−1.2	0.5	−2.1	HE3
4	8	505	499	69.94	69.52	28.12	26.64	−1.5	0.4	−3.5	GI19/GS19
5	9	722	705	87.56	86.86	27.78	26.95	−0.8	0.2	−5.0	GI22/GS22
	10	754	737	88.88	88.18	28.23	27.13	−1.1	0.4	−3.0	GI22/GS22

Lacustrine records of Central America from Lake Petén Itzá (Guatemala, 17°N , 89°W ; Hodell et al., 2008) also follow the MIS3 abrupt variability recorded in Greenland ice. This variability in Guatemala was due to ITCZ displacements. Model simulations of hydrological perturbations over the northern Atlantic, due to the growth of ice sheets or iceberg delivery, were shown to induce a southward shift of the ITCZ over the tropical Atlantic region (Chiang and Bitz, 2005; Kageyama et al., 2013; Menviel et al., 2014). This southward shift was recorded in reconstructions based on palynologic (Gonzalez et al., 2008) and lithogenic (Peterson et al., 2000; Wang et al., 2004) components (e.g. Ti/Ca or Fe/Ca ratios, or continental organic matter inputs) in Brazilian cores, which follow sedimentation pulses paralleling those recorded during Heinrich events (Jennerjahn et al., 2004; Nace et al., 2014). Hence, the influence of abrupt climate variations in the North Atlantic and Greenland arrived at low latitudes, such as in the tropical regions. These results show that the marine and continental climate of northern South America was connected with polar variability during glacial periods which was overall dominated by precessional forcing.

GeoB3910-2 and MD03-2616 have the same long trend (SEC influence, Fig. S4c, d) but different patterns in the short trend due to the influence of NEC in the second (Fig. S4b,

c). The MD03-2616 is located in the confluence of Northern (NEC) and Southern Hemisphere waters (NBC, SEC). Obviously, both types of currents could a priori influence SSTs. A comparison of the U_{37}^K -SST records under the influence of these currents (Schneider et al., 1999; Simon et al., 2013; Dyez et al., 2014) and Guiana SSTs has been tentatively attempted despite the differences in time resolution (Fig. S4). The equatorial Atlantic SST record of GeoB1105 core is consistent with the Agulhas pattern (Schneider et al., 1996) and has a parallelism with the SST record of GeoB 3910 (Jaeschke et al., 2007; Weldeab et al., 2006) that is under the influence of SEC and NBC waters. SST dynamics of the Agulhas current has been attributed to poleward displacements of the subtropical front of the Southern Hemisphere which coincides with warm intervals south of Africa in the western Atlantic Ocean (De Dekker et al., 2012). MD03-2616 shows a different SST variability that is closest to the SST profiles of the cores under the influence of the NEC (Niedermeyer et al., 2009) than the Brazilian cores. This northern influence is also clear in the interglacial in which SST from MD03-2616 and MD01-2343 (Martrat et al., 2007) show significant parallelisms. The lack of consistent SST change in MD03-2616 and the cores from the Agulhas area or the northeastern tropical Atlantic during the last glacial period (Zarries et

al., 2011) evidence the long-term decoupling trend between these geographic areas during low intensity of the AMOC.

7 Conclusions

The SSTs in the western tropical Atlantic (MD03-2616; Guiana Basin) over the past 140 ka ranged from 25.1 (MIS2) to 28.9°C (MIS5e), i.e. a glacial–interglacial amplitude of 3.8°C, in the same range as observed in other tropical areas. The SSTs during the MIS1 (28.3°C) were lower than in MIS5e, which is consistent with observations from previous studies at North Atlantic latitudes. MIS5b and MIS5d decreases were much smaller than those observed in the Atlantic Ocean at higher latitudes, though proportional to the subdued glacial–interglacial SST range of tropical regions.

The SSTs in Guiana show a remarkable parallelism with the temperature changes observed in Greenland from MIS5e to MIS5a, suggesting a close connection between tropical and Arctic–Atlantic latitudes in these periods. A possible mechanism to explain this connection is the transport of warm waters from the Caribbean Sea to North Atlantic latitudes when the whole AMOC was active and strong, thereby facilitating the thermohaline transmission role resulting from the transfer of tropical waters into the North Atlantic.

Abrupt transitions have been identified in core MD03-2616. Some of these changes are observed in MIS5d and MIS5b but are much more commonly found during transitional periods from MIS4 to MIS2. The influence of northern waters (NEC) during deglaciation periods may have had an effect on the latitudinal displacements of the ITCZ, which could also have increased SST variability in Guiana. The SSTs in MD03-2616 exhibit a strong abrupt warming and cooling changes coincident with the B–A. This variability has also been observed in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ record of Sajama, a Bolivian ice core. Both sites show a very abrupt end of the YD (rates of 4°C ka⁻¹ and more than a 2.5°C change in MD03-2616).

The SSTs of MD03-2616 show significant variability in large sections of MIS3, comprising oscillations of 0.5–1.2°C, which represent about 30 % of the maximum glacial–interglacial SST change of 3.8°C. This change is lower than that observed in the northern North Atlantic. During MIS3 and early MIS2, the SST record in Guiana appears to balance changes in the characteristic long-term trend observed at higher latitudes. When Greenland experienced a cooling trend Guiana showed a warming or, vice versa, Greenland remained stable when Guiana experienced a cooling trend. This lack of synchrony is consistent with SST records in northern and southern locations of the Atlantic Ocean (Carriaco and Brazil, respectively) and evidences the decoupling between these areas when the AMOC weakens.

Acknowledgements. The work presented here has been co-funded by research projects CTM2014-59111-REDC and Past4Future (FP7-ENV-2009-1-243908). B. Martrat thanks CSIC-JAE-Doc and Ramon y Cajal post-doctoral contracts. The IMAGES Program and the scientific and technical cruise of the PICASSO expedition on board the R/V *Marion Dufresne II* are thanked for their efforts in the retrieval of core MD03-2616. We are also grateful to the Latin American Abrupt Climate Changes and Environmental Responses (LaACER) initiative.

Edited by: D. Urrego

References

- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Kelller, J., Kramlik, M., Mackensen, A., Mingram, J., Nengendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhansli, H. Watts, W. A., Wulf, S., and Zolitschka, B.: Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period, *Nature*, 400, 740–743, 1999.
- Arnault, S.: Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 92, 5076–5088, 1987.
- Bard, E. and Rickaby, E. M.: Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate, *Nature*, 460, 380–384, 2009.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., and Gendreau, S.: Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic, *Science*, 289, 1321–1324, 2000.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R. L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., Wolff, E., and Ziegler, M.: 800 000 years of abrupt climate variability, *Science*, 334, 347–351, 2011.
- Barker, S., Chen, J., Gong, X., Jonkers, L., Knorr, G., and Thornalley, D.: Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events, *Nature*, 520, 333–336, 2015.
- Berger, A.: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2362–2367, 1978.
- Bohm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M. B., and Deininger, M.: Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle, *Nature*, 517, 73–76, 2015.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G.: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature* 365, 143–147, 1993.
- Bourlès, B., Gouriou, Y., and Chuchla, R.: On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 104, 21151–21170, 1999.
- Brassell, S. C., Eglinton, G., Marlowe, I. T., Pflaumann, U., and Sarnthein, M.: Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment, *Nature*, 320, 129–133, 1986.
- Broecker, W. S. and Hemming, S.: Climate swings come into focus, *Science*, 294, 2308–2309, 2001.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejer, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores J. A., and Shackleton, N.: Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14, 698–705, 1999.
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F. J., and Grimalt, J. O.: Glacial rapid variability in deep water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the Western Mediterranean Sea, *Quat. Sci. Rev.*, 25, 3294–3311, 2006.

The Supplement related to this article is available online at doi:10.5194/cp-11-1297-2015-supplement.

- Caley, T., Roche, D. M., Waelbroeck, C., and Michel, E.: Oxygen stable isotopes during the Last Glacial Maximum climate: perspectives from data-model (iLOVECLIM) comparison, *Clim. Past*, 10, 1939–1955, 2014, <http://www.clim-past.net/10/1939/2014/>.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Broecker, W. S., Denton, G. H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., and Wang, X.: Ice Age Terminations, *Science*, 326, 248–252, 2009.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d'Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., and Auler, A. S.: Climate change patterns in Amazonia and biodiversity, *Nat. Commun.*, 4, 1–6, 2013.
- Chiang, J. H. and Bitz, C.: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone, *Clim. Dynam.*, 25, 477–496, 2005.
- De Dekker, P., Moros, M., Perner, K., and Jansen, E.: Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry, *Nat. Geosci.*, 5, 266–269, 2012.
- Dubois, N., Kienast, M., Kienast, S. S., and Timmermann, A.: Millennial-scale Atlantic/East Pacific sea surface temperature linkages during the last 100 000 years, *Earth Planet Sci.*, 396, 134–142, 2014.
- Dyez, K. A., Zahn, R., and Hall, I. R.: Multicentennial Agulhas leakage variability and links to north Atlantic climate during the past 800 000 years, *Paleoceanography*, 29, 1238–1248, 2014.
- EPICA community members: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623–628, 2004.
- Ericson, D. B. and Wollin, G.: Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean, *Deep Sea Res.*, 3, 104–125, 1956.
- Ganachaud, A. and Wunsch, C.: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, 408, 453–456, 2000.
- Ganopolski, A. and Rahmstorf, S.: Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model, *Nature*, 409, 153–158, 2001.
- Gherardi, J. M., Labeyrie, L., Nave, S., Francois, R., McManus, J. F., and Cortijo, E.: Glacial-interglacial circulation changes inferred from $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ sedimentary record in the North Atlantic region, *Paleoceanography*, 24, PA2204, doi:10.1029/2008PA001696, 2009.
- González, C., Dupont, L. M., Behling, H., and Wefer, G.: Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: Palynological evidence from the Cariaco Basin, *Quat. Res.*, 69, 217–230, 2008.
- Govin, A., Chiessi, C. M., Zabel, M., Sawakuchi, A. O., Heslop, D., Hörner, T., Zhang, Y., and Mulitza, S.: Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflection during the last 250 ka, *Clim. Past*, 10, 843–862, doi:10.5194/cp-10-843-2014, 2014.
- Grimalt, J. O. and Lopez, J. F.: Alkenone paleothermometry from coccoliths, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*, edited by: Scott, Elsevier, Amsterdam, 1610–1617, 2007.
- Grimalt, J. O., Calvo, E., and Pelejero, C.: Sea surface paleotemperature errors in $U_{37}^{K'}$ estimation due to alkenone measurements near the limit of detection, *Paleoceanography*, 16, 226–232, 2001.
- Handy, I. L., Kennett, J. P., Roark, E. B., and Ingram, B. L.: Apparent synchronicity of submillennial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California from 30–10 ka, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1167–1184, 2002.
- Herbert, T. D. and Schuffert, J. D.: Alkenone unsaturation estimates of sea-surface temperatures at site 1002 over a full glacial cycle, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, edited by: Leckie, R. M., Sigurdsson, H., Acton, G. D., and Draper, G., *Scientific Results*, 165, 239–247, 2000.
- Hodell, D. A., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., Brenner, M., Curtis, J. H., Gilli, A., Grzesik, D. A., Guilderson, T. J., Müller, A. D., Bush, M. B., Correa-Metrio, A., Escobar, J., and Kutterolf, S.: An 85-ka record of climate change in lowland Central America, *Quat. Sci. Rev.*, 27, 1152–1165, 2008.
- Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., Heil, G., and Lohmann, G.: Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period, *Paleoceanography*, 22, PA4206, doi:10.1029/2006PA001391, 2007.
- Jennerjahn, T. C., Ittekkot, V., Arz, H. W., Behling, H., Patzold, J., and Wefer, G.: Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events, *Science*, 306, 2236–2239, 2004.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Bamola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luthi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stehni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E. W.: Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800 000 years, *Science*, 317, 793–796, 2007.
- Kageyama, M., Merkel, U., Otto-Bliesner, B., Prange, M., Abe-Ouchi, A., Lohmann, G., Ohgaito, R., Roche, D. M., Singarayer, J., Swingedouw, D., and X Zhang: Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions: a multi-model study, *Clim. Past*, 9, 935–953, doi:10.5194/cp-9-935-2013, 2013.
- Keigwin, L. D. and Boyle, E. A.: Surface and deep ocean variability in the northern Sargasso Sea during marine isotope stage 3, *Paleoceanography*, 14, 164–170, 1999.
- Kennett, J. P. and Huddleston, P.: Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico, *Quat. Res.*, 2, 38–69, 1972.
- Knorr, G. and Lohmann, G.: Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation, *Nature*, 424, 532–536, 2003.
- Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T. F., and Timmermann, A.: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation, *Nature*, 430, 851–856, 2004.
- Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, M., Crucifix, M., Ritz, C., and Svendsen, J. I.: Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes, *Nature*, 427, 429–432, 2004.
- Lankhorst, M., Frattoloni, D., Ollitrault, M., Richardson, P., Send, U., and Zenk, W.: The mid-depth circulation of the northwestern tropical Atlantic observed by floats, *Deep-Sea Res. Pt. I*, 56, 1615–1632, 2009.
- Levitus, S. E.: *Climatological atlas of the world ocean*, NOAA Professional Paper 13, US Government Printing Office, Washington DC, 1–173, 1982.

- Lippold, J., Luo, Y., François, R., Allen, S. E., Gherardi, J., Pichat, S., Hickey, B., and Schulz, H.: Strength and geometry of the glacial Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Nat. Geosci.*, 5, 813–816, 2012.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004pa001071, 2005.
- Lopez, J. F. and Grimalt, J. O.: Reassessment of the structural composition of the alkenone distributions in natural environments using an improved method for double bond location based on GC-MS analysis of cyclopropylmines, *J. Am. Soc. Mass Spectrom.*, 17, 710–720, 2006.
- López-Martínez, C., Grimalt, J. O., Hoogakker, B., Gruetznier, J., Vautravers, M. J., and McCave, I. N.: Abrupt wind regime changes in the North Atlantic Ocean during the past 30 000–60 000 years, *Paleoceanography*, 21, PA4215, doi:10.1029/2006PA001275, 2006.
- López-Otálvaro, G. E., Flores, J. A., Sierro, F. J., Cacho, I., Grimalt, J. O., Michel, E., Cortijo, E., and Labeyrie, L.: Late pleistocene palaeoproductivity patterns during the last climatic cycle in the Guyana Basin as revealed by calcareous nannoplankton, *eEarth*, 4, 1–13, 2009.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., and Chappellaz, J.: Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800 000 years, *Nature*, 453, 383–386, 2008.
- MARGO project Members: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, *Nat. Geosci.*, 2, 127–132, 2009.
- Marino, G., Zahn, R., Ziegler, M., Purcell, C., Knorr, G., Hall, I. R., Ziveri, P., and Elderfield, H.: Agulhas salt-leakage oscillations during abrupt climate changes of the late Pleistocene, *Paleoceanography*, 28, 599–606, 2013.
- Martínez-Mendez, G., Zahn, R., Hall, I. R., Peeters, F. J. C., Pena, L. D., Cacho, I., and Negre, C.: Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the Agulhas Corridor and implications for the Agulhas leakage during the last 345 000 years, *Paleoceanography*, 25, PA4227, doi:10.1029/2009PA001879, 2010.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H., and Hodell, D. A.: Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250 000 years, *Science*, 306, 1762–1765, 2004.
- Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., De Abreu, L., Hutterli, M. A., and Stocker, T. F.: Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin, *Science*, 317, 502–507, 2007.
- Martrat, B., Jiménez-Amat, P., Zahn, R., and Grimalt, J. O.: Similarities and dissimilarities between the last two deglaciations and interglaciations in the North Atlantic region, *Quat. Sci. Rev.*, 99, 122–134, 2014.
- Maslin, M.: Equatorial western Atlantic Ocean circulation changes linked to the Heinrich events: deep-sea sediment evidence from the Amazon Fan, Geological Society, London, Special Publications, 131, 111–127, 1998.
- Maslin, M. A., Durham, E., Burns, S. J., Platzman, E., Grootes, P., Greig, S. E. J., Nadeau, M. J., Schleicher, M., Pflaumann, U., Lomax, B., and Rimington, N.: Palaeoreconstruction of the Amazon River freshwater and sediment discharge using sediments recovered at site 942 on the Amazon Fan, *J. Quaternary Sci.*, 15, 419–434, 2000.
- Maslin, M. A., Ettwein, V. J., Boot, C. S., Bendle, J., and Pancost, R. D.: Amazon Fan biomarker evidence against the Pleistocene rainforest refuge hypothesis?, *J. Quaternary Sci.*, 27, 451–460, 2012.
- Masson, S. and Delecluse, P.: Influence of the Amazon river runoff on the tropical atlantic, *Phys. Chem. Earth Pt. B*, 26, 137–142, 2001.
- McManus, J. F., Bond, G. C., Broecker, W. S., Johnsen, S., Labeyrie, L., and Higgins, S.: High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial, *Nature*, 371, 326–329, 1994.
- McManus, J. F., Oppo, D. W., Keigwin, L. D., Cullen, J. L., and Bond, G. C.: Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic, *Quater. Res.*, 58, 17–21, 2002.
- McManus, J. F., François, R., Gherardi, J.-M., and Keigwin, L. D.: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834–837, 2004.
- Merviel, L., Timmermann, A., Friedrich, T., and England, M. H.: Hindcasting the continuum of Dansgaard-Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing, *Clim. Past*, 10, 63–77, doi:10.5194/cp-10-63-2014, 2014.
- Mosblech, N. A. S., Bush, M. B., Gosling, W. D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B. G., Curtis, J., and van Woesik, R.: North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age, *Nat. Geosci.*, 5, 817–820, 2012.
- Müller-Karger, F. E., McClain, C. R., and Richardson, P. L.: The dispersal of the Amazon's water, *Nature*, 333, 56–59, 1988.
- Müller-Karger, F. E., McClain, C. R., Fisher, T. R., Esaias, W. E., and Varela, R.: Pigment distribution in the Caribbean sea: Observations from space, *Prog. Oceanogr.*, 23, 23–64, 1989.
- Müller-Karger, F. E., Richardson, P. L., and McGillicuddy, D.: On the offshore dispersal of the Amazon's Plume in the North Atlantic: Comments on the paper by A. Longhurst, "Seasonal cooling and blooming in tropical oceans", *Deep-Sea Res. Pt. I*, 42, 2127–2131, 1995.
- Müller, P. J., Kirst, G., Ruhland, G., Von Storch, I., and Rosell-Mele, A.: Calibration of the alkenone paleotemperature index U₃₇ K based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60° N–60° S), *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 62, 1757–1772, 1998.
- Nace, T. E., Baker, P. A., Dwyer, G. S., Silva, C. G., Rigsby, C. A., Burns, S. J., Giosan, L., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., and Zhu, J.: The role of North Brazil current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary, *Palaeogeogr. Palaeoecol.*, 415, 3–13, 2014.
- NEEM community members.: Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core, *Nature*, 493, 489–494, 2013.
- Niedermeyer, E. M., Prange, M., Mulitza, S., Mollenhauer, G., Schefuss, E., and Schulz, M.: Extratropical forcing of Sahel aridity during Heinrich stadials, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L20707, doi:10.1029/2009gl0139687, 2009.

- North Greenland Ice Core Project members.: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Oppo, D. W., Keigwin, L. D., McManus, J. F., and Cullen, J. L.: Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and termination II, *Paleoceanography*, 16, 280–292, 2001.
- Oppo, D. W., McManus, J. F., and Cullen, J. L.: Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic, *Quat. Sci. Rev.*, 25, 3268–3277, 2006.
- Pelejero, C., Grimalt, J. O., Samthein, M., Wang, L., and Flores, J.-A.: Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140 000 years, *Mar. Geol.*, 156, 109–121, 1999.
- Peterson, R. G. and Stramma, L.: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progr. Oceanogr.*, 26, 1–73, 1991.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Rohl, U.: Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290, 1947–1951, 2000.
- Prell, W. L. and Damuth, J. E.: The climate-related diachronous disappearance of Pulleniatina obliquiloculata in late quaternary sediments of the Atlantic and Caribbean, *Mar. Micropaleontol.*, 3, 267–277, 1978.
- Ramstorf, S.: Timing of abrupt climate change: A precise clock, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1510, doi:10.1029/2003GL017115, 2003.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haffidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J.: IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50 000 Years cal BP, *Radiocarbon*, 55, 1869–1887, 2013.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and Wang, W.: An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate, *J. Climate*, 15, 1609–1625, 2002.
- Ritz, S. P., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Menviel, L., and Timmermann, A.: Estimated strength of the Atlantic overturning circulation during the last deglaciation, *Nat. Geosci.*, 6, 208–212, 2013.
- Robinson, L. F., Adkins, J. F., Keigwin, L. D., Southon, J., Fernandez, D. P., Wang, S.-L., and Scheirer, D. S.: Radiocarbon variability in the western north Atlantic during the last deglaciation, *Science*, 310, 1469–1473, 2005.
- Rühlemann, C., Diekmann, B., Mulitza, S., and Frank, M.: Late Quaternary changes of western equatorial Atlantic surface circulation and Amazon lowland climate recorded in Ceará Rice deep-sea sediments, *Paleoceanography*, 16, 293–305, 2001.
- Salot, A., Mejanelle, L., Scribe, P., Fillaux, J., Pepe, C., Jabaud, A., and Dagaut, J.: Particulate organic carbon, sterols, fatty acids and pigments in the Amazon River system, *Biogeochemistry*, 53, 79–103, 2001.
- Schmidt, M. W., Spero, H. J., and Lea, D. W.: Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation, *Nature*, 428, 160–163, 2004.
- Schneider, R. R., Müller, P. J., Ruhland, G., Meinecke, G., Schmidt, H., and Wefer, G.: Late Quaternary surface temperatures and productivity in the east-equatorial South Atlantic: response to changes in trade/monsoon wind forcing and surface water advection, in: *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, edited by: Wefer, G., Berger, W. H., Siedler, G., and Webb, D., Springer, Berlin, Heidelberg, 527–551, 1996.
- Schneider, R. R., Müller, P. J., and Acheson, R.: Atlantic alkenone sea-surface temperature records: Low versus mid latitudes and differences between hemispheres, in: *Reconstructing Ocean History: A Window into the Future*, edited by: Abrantes, F. and Mix, A. C., Proc. 6th Internat. Conf. On Paleoceanography, August 1998, Lisbon, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, 33–55, 1999.
- Seager, R. and Battisti, D. S.: Challenges to our understanding of the general circulation: abrupt climate change, in: *Global circulation of the atmosphere*, edited by: Schneider, T. and Sobel, S., Princeton University Press, 331–337, 2007.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., and Vincent, E.: Phase relationships between millennial-scale events 64 000–24 000 years ago, *Paleoceanography*, 15, 565–569, 2000.
- Shipboard Scientific Party MD132-PICASSO, IMAGES XI Cruise Report, Institut Polaire Français Paul-Émile Victor (IPEV), OCE2004/02, 76 pp., doi:10.1013/epic.42897.d001, 2003.
- Simon, M. H., Arthur, K. L., Hall, I. R., Peeters, F. J. C., Loveday, B. R., Barker, S., Ziegler, M., and Zahn R.: Millennial-scale Agulhas Current variability and its implications for salt-leakage through the Indian-Atlantic Ocean Gateway, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 383, 101–112, 2013.
- Stern, J. V. and Lisiecki, L. E.: Termination 1 timing in radiocarbon-dated regional benthic $\delta^{18}\text{O}$ stacks, *Paleoceanography*, 29, 1127–1142, 2014.
- Stocker, T. F.: The Seesaw Effect, *Science*, 282, 61–62, 1998.
- Stocker, T. F. and Johnsen, S. J.: A minimum thermodynamic model for the seesaw, *Paleoceanography*, 18, PA1087, doi:10.1029/2003pa000920, 2003.
- Stocker, T. F. and Johnsen, S. J.: Correction to “A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw”, *Paleoceanography*, 20, PA1002, doi:10.1029/2004PA001108, 2005.
- Stocker, T. F. and Marchal, O.: Abrupt climate change in the computer: Is it real?, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 97, 1362–1365, 2000.
- Stramma, L. and Schott, F.: The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. Pt. II*, 46, 279–303, 1999.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., Stein, R.: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, *Quat. Sci. Rev.*, 23, 1229–1271, 2004.
- Teller, J. T., Leverington, D. W., and Mann, J. D.: Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 879–887, 2002.
- Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagarodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhaleenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., and Franco, B.: A 25 000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores, *Science*, 282, 1858–1864, 1998.

- Trenberth, K. E. and Caron, J. M.: Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports, *J. Clim.*, 14, 3433–3443, 2001.
- Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W., and Wijnstra, T. A.: Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212, 197–212, 2003.
- Vicalvi, M. A.: Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do quaternário superior do talude da Bacia de Campos e platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos, *Anu. Inst. Geocienc.*, 22, 117–119, 1999.
- Villanueva, J. and Grimalt, J. O.: Gas Chromatographic Tuning of the Uk'37 Paleothermometer, *Anal. Chem.*, 69, 3329–3332, 1997.
- Villanueva, J., Pelejero, C., and Grimalt, J. O.: Clean-up procedures for the unbiased estimation of C37 alkenone sea surface temperatures and terrigenous n-alkane inputs in paleoceanography, *J. Chromatogr. A*, 757, 145–151, 1997.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C.-C., and Dorale, J. A.: A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China, *Science*, 294, 2345–2348, 2001.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Cristalli, P. S., Smart, P. L., Richards, D. A., and Shen, C. C.: Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, *Nature*, 432, 740–743, 2004.
- Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U., and Mitrovica, J. X.: Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of the Bolling-Allerød Warm Interval, *Science*, 299, 1709–1713, 2003.
- Weijer, W., De Ruijter, W. P. M., Sterl, A., and Drijfhout, S. S.: Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy, *Global Planet. Change*, 34, 293–311, 2002.
- Weldeab, S., Schneider, R. R., and Kölling, M.: Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 241, 699–706, 2006.
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., and Svensson, A.: Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record, *Quat. Sci. Rev.*, 29, 2828–2838, 2010.
- Zabel, M., Wagner, T., and DeMenocal, P.: Terrigenous Signals in Sediments of the Low-Latitude Atlantic – Indications to Environmental Variations during the Late Quaternary: Part II: Lithogenic Matter, Book Chapter, 2003. 1–23, 2003.
- Zarriess, M., Johnstone, H., Prange, M., Steph, S., Groeneveld, J., Mulitza, S., and Mackensen, A.: Bipolar seesaw in the northeastern tropical Atlantic during Heinrich stadials, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L04706, doi:10.1029/2010gl046070, 2011.

ANNEX D

PUBLICACIÓ 2. REVISTA *CLIMATE OF THE PAST*:

Millennial-scale vegetation changes in the tropical Andes using ecological grouping and ordination methods

Urrego, D. H., Hooghiemstra, H., Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J. O., Thompson, L., Bush, M. B., González-Carranza, Z., Hanselman, J., Valencia, B., and Velásquez-Ruiz, C.: Millennial-scale vegetation changes in the tropical Andes using ecological grouping and ordination methods, *Clim. Past*, 12, 697-711, doi:10.5194/cp-12-697-2016, 2016

Clim. Past, 12, 697–711, 2016
 www.clim-past.net/12/697/2016/
 doi:10.5194/cp-12-697-2016
 © Author(s) 2016. CC Attribution 3.0 License.



Millennial-scale vegetation changes in the tropical Andes using ecological grouping and ordination methods

Dunia H. Urrego¹, Henry Hooghiemstra², Oscar Rama-Corredor³, Belen Martrat³, Joan O. Grimalt³, Lonnie Thompson⁴, Mark B. Bush⁵, Zaire González-Carranza², Jennifer Hanselman⁶, Bryan Valencia⁵, and César Velásquez-Ruiz⁷

¹Geography, College of Life and Environmental Sciences, University of Exeter, Exeter, UK

²Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics, University of Amsterdam, Amsterdam, the Netherlands

³Department of Environmental Chemistry, IDAEA-CSIC, Barcelona, Spain

⁴School of Earth Sciences and Byrd Polar and Climate Research Center, The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA

⁵Department of Biological Sciences, Florida Institute of Technology, Melbourne, Florida, USA

⁶Department of Biology, Westfield State University, Westfield, Massachusetts, USA

⁷Bio-Science School, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Colombia

Correspondence to: Dunia H. Urrego (d.urrego@exeter.ac.uk)

Received: 31 January 2015 – Published in Clim. Past Discuss.: 11 May 2015

Accepted: 28 January 2016 – Published: 21 March 2016

Abstract. We compare eight pollen records reflecting climatic and environmental change from northern and southern sites in the tropical Andes. Our analysis focuses on the last 30 000 years, with particular emphasis on the Pleistocene to Holocene transition. We explore ecological grouping and downcore ordination results as two approaches for extracting environmental variability from pollen records. We also use the records of aquatic and shoreline vegetation as markers for lake level fluctuations and moisture availability. Our analysis focuses on the signature of millennial-scale climate variability in the tropical Andes, in particular Heinrich stadials (HS) and Greenland interstadials (GI).

The pollen records show an overall warming trend during the Pleistocene–Holocene transition, but the onset of post-glacial warming differs in timing among records. We identify rapid responses of the tropical vegetation to millennial-scale climate variability. The signatures of HS and the Younger Dryas are generally recorded as downslope upper forest line (UFL) migrations in our transect, and are likely linked to air temperature cooling. The GII signal is overall comparable between northern and southern records and indicates upslope UFL migrations and warming in the tropical Andes. Our marker for lake level changes indicated a north-to-south difference that could be related to moisture availability.

The air temperature signature recorded by the Andean vegetation was consistent with millennial-scale cryosphere and sea surface temperature changes but suggests a potential difference between the magnitude of temperature change in the ocean and the atmosphere. We also show that arboreal pollen percentage (AP%) and detrended correspondence analysis (DCA) scores are two complementary approaches to extract environmental variability from pollen records.

1 Introduction

The signature of millennial-scale climate variations is recorded in ice cores and in marine and terrestrial sediment archives both in the Northern and Southern Hemisphere (NGRIP Members, 2004; EPICA, 2006; Baker et al., 2001; Harrison and Sanchez Goñi, 2010; Hessler et al., 2010). The clearest manifestations of millennial-scale climate events are observed in Greenland ice core records (Wolff et al., 2010) and North Atlantic marine sequences (Sánchez Goñi and Harrison, 2010). The Greenland interstadials (GI) are characterized by rapid warming in ice core records and can last up to 2500 years (Wolff et al., 2010). Heinrich events (HE) (Heinrich, 1988) are a second type of millennial-scale climate event, and are marked by an abrupt increase in the pro-

portion of ice-rafted debris (IRD) from iceberg discharges in the Ruddiman Belt (Ruddiman, 2001). These iceberg discharges deliver fresh water into the North Atlantic and disrupt the Atlantic Meridional Overturning Circulation (Hemming, 2004), resulting in climate changes of global scale. The intervals associated with North Atlantic iceberg discharges are termed Heinrich Stadials (HS) (Sánchez Gofí and Harrison, 2010) and have been linked to temperature and precipitation changes in other regions of the world.

The signature of millennial-scale climate variability in the American tropics has mostly been linked to precipitation change, specifically to southward migrations of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and variations in the strength of monsoonal systems during HS. Model simulations and climate reconstructions suggest that HS result in a southward shift of the thermal equator and the ITCZ (Broccoli et al., 2006) linked to decreased sea surface temperature (SST) in the North Atlantic and increased SST in the South Atlantic. Such an atmospheric and oceanic configuration is associated with a weakened North American monsoon (Lachniet et al., 2013) and reduced precipitation in central (Escobar et al., 2012) and northern South America (Peterson et al., 2000). The precipitation signature of HS is also described as wet episodes in the Bolivian Altiplano (Baker et al., 2001; Fritz et al., 2010) and as enhanced South American summer monsoon (SASM) activity in southeastern Brazil (Cruz et al., 2005). In the Ecuadorian Amazon, precipitation change appears to be positively correlated with some HS (Mosblech et al., 2012).

GI have also been linked to precipitation changes in the American tropics. These include wet conditions during GI1 in Central America (Escobar et al., 2012) and decreased runoff in the Guyana Basin (Arz et al., 1998). Some GI appear to be associated with reduced lake levels in western Amazonia (Urrego et al., 2010) and decreased humidity in the Bolivian Altiplano (Baker et al., 2001). Weakening of the SASM and reduced precipitation are also associated with the onset of some GI in speleothem records from subtropical Brazil (Cruz et al., 2005). The precipitation signals of HS and GI indicate overall that climatic conditions in the American tropics were far from stable during these millennial-scale climate events.

Estimates of temperature change during HS and GI in the tropics differ in magnitude and are hindered by the number of available records. The magnitude of tropical Atlantic SST warming at the onset of GI1, for instance, is estimated to be less than 1 °C in the Tobago Basin (Rühlemann et al., 2003), 2 °C in the Colombian Basin (Schmidt et al., 2004), and 3.8 °C in the Guyana Basin (Rama-Corredor et al., 2015). The isotopic record from the Sajama ice core also indicates a large-magnitude change during GI1 that has been linked to precipitation but could also be associated with air temperature warming (Thompson et al., 1998). In the Colombian Andes, the best-resolution vegetation-based reconstruction of air temperatures available to date suggests that the magnitude of warming associated with GI1 is as large as 9 °C (Groot et

al., 2011), more than twice the Guyana Basin SST estimate. The signature of HS in the same record suggests downslope forest migrations and large-magnitude temperature depressions (Bogotá et al., 2011). A regional synthesis suggests that the vegetation signature of HS and GI can be opposite between the northern and southern parts of the region influenced by the ITCZ (Hessler et al., 2010) and highlights the paucity of records. Overall, whether there is a consistent air and ocean temperature signature of millennial-scale climate events in the American tropics remains unclear.

The main objective of this paper is to assess the signature of millennial-scale climate variability in the tropical Andes, and to test whether it is consistent among northern and southern sites. We re-analyse a suite of eight pollen records that reveal vegetation changes at mid- to high elevations during last the 30 000 years BP (ka), with particular emphasis on the Pleistocene to Holocene transition. We compare all records on a common timescale, and explore how records expressed as percentage data and as downcore detrended correspondence analysis (DCA) time series can provide different information on environmental change. This study differs from previous studies that have focused on vegetation changes and their palaeoecological meaning. Here, we use the Andean vegetation as a marker for climatic change. We consider vegetation change as one of the internal responses of the climate system and integrate our observations with records that reveal the responses of the cryosphere and the ocean to millennial-scale climate variability in the American tropics.

2 Environmental setting: vegetation and climate

Vegetation in the north and central Andes is dominated by lower montane forest above 1000 m elevation and up to ca. 2300 m where there is absence of night frost. Upper montane forests are found where night frost may occur and extend up to the upper forest line (UFL). The UFL position, defined as the highest contour of continuous forest (Bakker et al., 2008), is instrumental in temperature reconstructions as it coincides with a ca. 9.5 °C mean annual temperature (Hooghiemstra, 1984). The UFL is found in the study area between 3200 and 3500 m elevation and depends, amongst other factors, on regional temperature, precipitation, ground-level cloudiness, and soil conditions. In the northern Andes of Colombia and Ecuador, relatively humid páramo (Luteyn and Churchill, 1999) is found between the UFL and the perennial snow at ca. 4800 m. Much drier puna vegetation occurs above the UFL in Perú and Bolivia. The Huancabamba Deflection (Weigend, 2002), a low-elevation part of the Andes between Ecuador and Perú, forms the transition between wet páramo and dry puna.

Topography is a key environmental variable in the tropical Andes (Graham, 2009). It determines air temperature change (Vuille and Bradley, 2000), precipitation variability and its

spatial distribution (Garreaud et al., 2009). Air temperature decreases with elevation, with modern empirically derived lapse rates of 5.5°C per 1000 m (Bush et al., 2004). Air temperature in the tropical Andes can also be significantly reduced by cold-air advection funnelled through Andean valleys from the northern (Poveda et al., 2006) and southern (Garreaud, 2000) high latitudes. Cold fronts also affect precipitation regimes due to convective cloudiness (Poveda et al., 2006; Garreaud et al., 2009). In particular, Southern Hemisphere cold fronts have been linked to ca. 30 % of summertime precipitation in western Amazonia (Garreaud and Wallace, 1998).

With respect to precipitation distribution, spatial differences between the eastern and western Andean flanks are partly due to topography (Poveda et al., 2011). Moisture on the eastern flank is primarily sourced in the tropical Atlantic and Amazonia, while SST in the tropical Pacific modulates precipitation on the western flank (Vuille and Bradley, 2000). On the eastern flank, the Andean mountains form a barrier to moisture, and the altitudinal temperature decline forces that humidity to condense and form clouds (Poveda et al., 2006). In areas of the eastern flank where prevailing winds and topography are not favourable, cloud cover can be low and precipitation can be less than 1500 mm, forming relatively dry enclaves (Killeen et al., 2007). In contrast, moisture regimes on the western flank are linked to the westerly Chocó jet in the northern Andes (Poveda et al., 2006), and to upwelling and El Niño–Southern Oscillation (ENSO) in the central and southern Andes (Vuille et al., 2000). Such a difference in moisture drivers results in a large precipitation gradient from north to south, with some of the rainiest areas on earth found on the Pacific coast of Colombia, and deserts found along the Peruvian coast. Rain shadow effects govern rainfall in inter-Andean valleys (Poveda et al., 2006).

Several large-scale atmospheric and oceanic mechanisms modulate precipitation regimes in the tropical Andes (Fig. 1). The position of the ITCZ is primarily forced by trade wind convergence and Atlantic and Pacific SSTs, and is linked to continental rainfall and seasonality at sub-annual timescales (Garreaud et al., 2009; Poveda and Mesa, 1997). At inter-annual to millennial timescales, the latitudinal migration of the ITCZ seems to respond to multiple factors including insolation and the position of the thermal equator (Fu et al., 2001), high-latitude temperatures and land–sea ice extent (Chiang and Bitz, 2005), and high-latitude North Atlantic variability (Hughen et al., 1996). The ITCZ is in turn linked to the distribution of mesoscale convective systems in north-western South America, contributing an average of 70 % of annual precipitation in the region (Poveda et al., 2006).

The SASM (Fig. 1a) is linked to a large area of precipitation and convection that forms over most of Amazonia and subtropical Brazil during the austral summer (Garreaud et al., 2009). This low-pressure system delivers a large proportion of annual rainfall between December and February (Garreaud et al., 2009), and isotopic fingerprinting suggests that

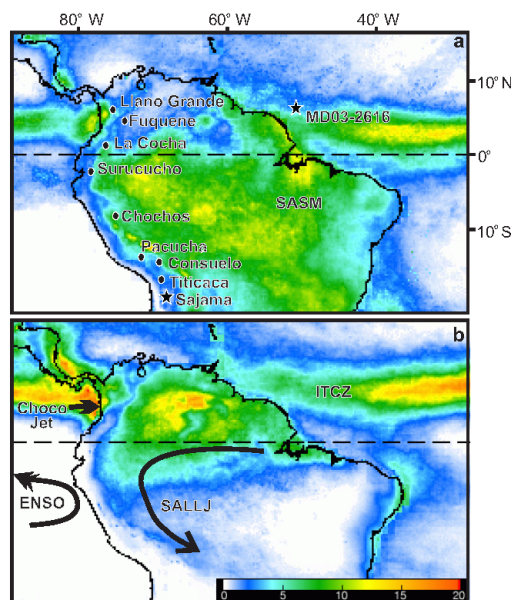


Figure 1. Average daily rainfall rates during the months of January (a) and July (b) from 1998 to 2007 from the Tropical Rainfall Measuring Mission. Black circles show the locations of pollen records described in Table 1. Stars indicate the location of the sea surface temperature record from the tropical Atlantic (MD03-2616) and the Sajama ice core. The rainfall distribution depicts the average southern (a) and northern (b) positions of the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ) and the South American summer monsoon (SASM). Arrows indicate the approximate location of relevant atmospheric and oceanic systems: South America low-level jet (SALLJ), El Niño–Southern Oscillation (ENSO), and the Chocó Jet.

the tropical Atlantic is its main moisture source (Vuille and Werner, 2005). This moisture is transported across Amazonia by easterly trade winds (Vuille et al., 2000) and is linked to the South America low-level jet (SALLJ) (Fig. 1b; Zhou and Lau, 1998). Variations in the position of the Atlantic ITCZ are suggested to play a role in modulating the strength of the SASM on interannual to decadal timescales (Zhou and Lau, 1998). SASM strength has also been linked to the mean state of the Pacific (Vuille and Werner, 2005), and inter-annual and long-term ENSO variability (Zhou and Lau, 1998).

ENSO (Fig. 1b) drives a large portion of the inter-annual precipitation variability in the tropical Andes, despite regional differences in timing, magnitude, and direction of change (Poveda et al., 2011). Warm ENSO events are associated with decreased rainfall and more prolonged dry seasons in the Colombian Andes (Poveda et al., 2006). Drought is also experienced in northeast Brazil during warm ENSO events, while southern Brazil and the Ecuadorian Pacific

coast experience increased rainfall (Zhou and Lau, 2001). Warm ENSO events are also associated with strengthening of the SALLJ along the eastern flank of the Andes, and enhancement of the SASM (Zhou and Lau, 2001).

3 Methods

We use eight pollen records from the tropical Andes to reconstruct environmental change at a regional scale over the past 30 000 years (Fig. 1, Table 1). This temporal focus is driven by the time span of available records. Selected sites form a north-to-south transect from 6° N to 16° S and lie at mid- (< 3000 m) and high elevations (> 3000 m) in the tropical Andes. For the purpose of this paper, sites are classified according to their latitudinal position into northern (latitude north), central (latitude < 10° S) and southern (latitude > 10° S) Andean sites (Table 1). The sites are located in inter-Andean valleys partly lying in the rain shadow, the eastern flank of the Andes facing the Amazon lowlands, and the Peruvian–Bolivian Altiplano (Table 1). This latitudinal transect provides a large environmental gradient and includes sites with various moisture sources. In the two northernmost Colombian sites, the Atlantic ITCZ and ENSO modulate moisture (Velásquez and Hooghiemstra, 2013; Bogotá et al., 2011). Further south, lakes La Cocha and Surucuchó are located on the eastern flank of the Andes and receive most precipitation from Amazonian orographic rains (Colinvaux et al., 1997; González-Carranza et al., 2012). Lakes Chochos, Pacucha, and Consuelo lie on the eastern flank of the Andes, and Lake Titicaca on the Peruvian/Bolivian Altiplano. In Lake Chochos, precipitation is sourced from Amazonian convection and the SASM (Bush et al., 2005). The SASM is also the primary moisture source for lakes Pacucha, Consuelo, and Titicaca (Urrego et al., 2010; Valencia et al., 2010; Baker et al., 2001) (Table 1).

We selected pollen records where knowledge of regional vegetation was sufficient to allow a classification of pollen taxa into ecological groups. The selected records also met minimum requirements of stratigraphic consistency and chronology quality. We used records in which stratigraphic consistency allowed linear interpolations between radiocarbon-dated samples (Table 1). We also selected records that included on average five radiocarbon ages over a period of 10 000 years. Age models developed by the original authors were used, except for Llano Grande. For this record, we took the radiocarbon dates available in the original publication and generated a linear interpolated age model based on calibrated ages using Calib 7.1 and IntCal13 (Reimer et al., 2013). The temporal resolution of the records ranged from an average of ca. 26 years in La Cocha to 530 years in one of the sequences from Lake Titicaca (Table 1). Given the differences in temporal resolution among records, we only discuss major trends and refrain from drawing conclusions beyond the chronological constraints of each record.

Table 1. Site description and details on temporal resolution and time span for eight selected pollen records in the tropical Andes. Sites are listed in a latitudinal order from north to south.

Site	Coordinates	Elevation (m a.s.l.) ¹	Andean position	Main moisture source	Time span (ka)	Number of 14C dates	Mean temporal resolution ± SD ²	Source	Latitudinal position
Llano Grande	06°29' N, 76°6' W	3650	Inter-Andean	Atlantic ITCZ, ENSO	14	6	99 ± 35.6	Velásquez et al. (2013)	Northern
Pacucha2	05°27' N, 73°46' W	2540	Inter-Andean	Atlantic ITCZ, ENSO	36	10	433 ± 167	van der Hammen and Hooghiemstra (2003)	
La Cocha	01°06' N, 77°09' W	2780	Eastern flank	Amazonian convection	14	18	26.7 ± 16.6	González-Carranza et al. (2012)	
Surucuchó	02°51' S, 79°08' W	3180	Eastern flank	Amazonian convection	21.9	9	318 ± 175	Colinvaux et al. (1997)	Central
Chochos	07°38' S, 77°28' W	3285	Eastern flank	Amazonian convection, SASM	17.5	9	270 ± 210	Bush et al. (2005)	
Pacucha	13°36' S, 73°19' W	3095	Eastern flank	SASM, SALLJ	24.9	18	198 ± 37	Valencia et al. (2010)	Southern
Consuelo	13°57' S, 68°59' W	1360	Eastern flank	SASM, SALLJ	43.5	26	365 ± 303	Urrego et al. (2010)	
Titicaca	16°20' S, 65°59' W	3810	Altiplano	SASM	19.7, 350	17, 18	113 ± 100, 530 ± 720	Pedraño et al. (2003), Hanebman et al. (2011)	

¹ m a.s.l.: metres above sea level; ² SD: standard deviation

To assess the regional signature of millennial-scale climate events, our analysis benefits from comparisons with direct proxies of tropical Atlantic SST from MD03-2616 (7° N, Guiana Basin), and isotopic records from the Sajama ice cap (18° S) (Fig. 1a). We explore the degree of consistency between these independent markers and changes recorded by the Andean vegetation as far as the chronological uncertainties allow.

3.1 Protocol to extract environmental information from pollen records

Raw pollen counts were obtained from the original authors or from the Latin American pollen database (<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/lapd.html>). We calculated a pollen sum that included only terrestrial taxa and re-calculated pollen percentages of individual taxa based on that sum. The ecological grouping of terrestrial taxa was based on the ecological information published by the original authors. For sites where this information was unavailable, we followed the author's interpretations of the pollen record, ecological knowledge of the regional vegetation, and information from modern pollen calibrations (Reese and Liu, 2005; Urrego et al., 2011; Weng et al., 2004). We considered that ecological envelopes of Andean taxa at genus level may be wide, as more than one species may be reflected in one pollen taxon. We also took into account that the ecological affinity of a pollen taxon in a relatively dry inter-Andean valley may differ from that of the same taxon in a humid cloud forest. Our interpretations of fossil pollen spectra into past climate change included region-specific conditions. For example, presence of pollen of Cactaceae and *Dodonaea* reflected local rain shadow effects, rather than regional dry climates. Rare pollen taxa with unknown ecological affinity were excluded from this classification.

Ecological groups include puna (or páramo), subpuna (or subpáramo), Andean (upper montane) forest, sub-Andean (lower montane) forest, and taxa from tropical lowland vegetation. The puna (relatively dry) and páramo (relatively wet) groups include taxa from cold vegetation above the UFL (Bakker et al., 2008; Groot et al., 2011). These groups also include transitional taxa between the UFL and puna or páramo. The Andean and sub-Andean groups reflect high-elevation and mid-elevation forests found today between ca. 1200 and 3200–3500 m elevation. Finally, tropical lowland taxa reflected warm and moist forests below ca. 1200 m elevation.

The arboreal pollen percentage (AP%) groups the regional vegetation for each site. Interpretation of AP% is dependent on the altitudinal location of a given site relative to the modern UFL (Hooghiemstra and van der Hammen, 2004). For instance, in Lake Fúquene at 2540 m, AP% includes Andean and sub-Andean taxa. In Llano Grande at 3650 m, AP% only includes cold Andean taxa as pollen grains from sub-Andean forests hardly reach this high-elevation site. AP% is most

sensitive when sites are located between the highest interglacial and the lowest glacial UFL positions. We therefore anticipate a lower sensitivity of the records from Lake Consuelo (1360 m) and Lake Titicaca (3800 m) as a consequence of site location. Using the ecotone of the upper/lower montane forest is not feasible yet as this ecotone is palynologically insufficiently constrained (Hooghiemstra et al., 2012). Changes in AP% relate to altitudinal migrations of montane vegetation and the relative position of the UFL, an ecological boundary relatively well established in climatological terms (Körner, 2007; Hooghiemstra, 2012).

The terrestrial pollen sum excludes taxa of the aquatic and shoreline vegetation, such as Cyperaceae, *Isöetes*, *Myriophyllum*, and other taxa described by original authors as aquatic and wet shoreline elements. We have followed the shoreline vegetation zonation detailed by González-Carranza et al. (2012) when information on aquatic vegetation was unavailable. We establish an “aquatic pollen sum” that includes taxa grouped into shoreline, shallow-, and deep-water species, reflecting a gradient of water depth. The shoreline group includes taxa found in the wet and seasonally flooded shores (i.e. *Plantago*, *Rumex*, and *Typha*), shallow water taxa are found growing up to 1 m water depth (i.e. *Hydrocotyle* and *Ranunculus*), and deep water taxa include *Isöetes* ferns and other aquatic plants found up to 6 m water depth (González-Carranza et al., 2012). We calculate a ratio (D / SS) between taxa characteristic of deep water over taxa growing in shallow water and wet shores, and use it as an indicator of lake level changes and moisture availability. D / SS is based on the sum of aquatic taxa and is independent of AP%.

Two DCA analyses (McCune and Grace, 2002) were performed on untransformed terrestrial pollen percentages for each site. The first DCA was run on the entire pollen percentage matrices. A second DCA was run on reduced pollen percentage matrices after applying a filter that aimed to eliminate noise caused by rare pollen taxa (Birks and Birks, 1980). This filter retained taxa with at least 1 % abundance and that were found in at least five samples per record. Taxa that met only the latter requirement, but had abundances below 1 %, were retained, as such taxa likely reflected low pollen producers. Iterations were run until a stable solution was reached for all ordinations. To make DCA scores comparable between records, axis scores were standardized by calculating *z* scores based on the mean and standard deviation for each record. Rates of ecological changes (RoC) were calculated as the dissimilarity distance between two consecutive pollen time slices divided by the time interval in between (Urrego et al., 2009). Euclidean, Sorensen, and Bray–Curtis dissimilarity distances (McCune and Grace, 2002) were calculated based on raw pollen percentages. The DCA axis scores for the first four axes were also used to calculate RoC using a Euclidean distance. RoC calculated using raw percentages were compared with RoC based on DCA axis scores to evaluate the influence of DCA variance reduction.

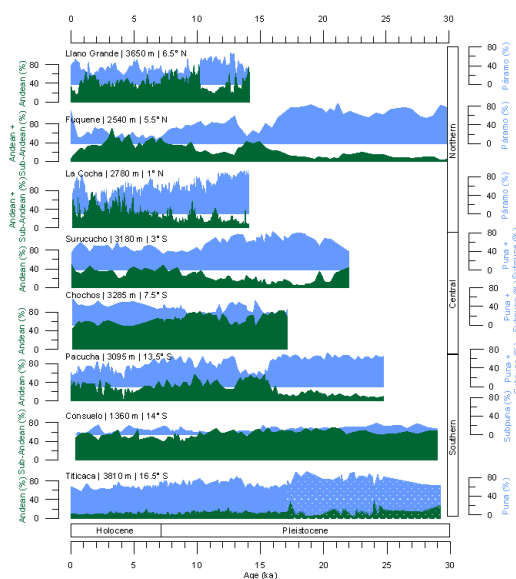


Figure 2. Summary pollen diagrams of selected pollen records from the tropical Andes (Fig. 1, Table 1) plotted in latitudinal order against time in thousands of years (ka). Site name, elevation rounded up to the nearest 5 m, and latitude to the nearest half degree are shown next to each record. Pollen taxa are grouped into Andean and sub-Andean taxa (green) and páramo, puna, or subpuna taxa (blue). Taxa groupings follow original papers when available. For sites published without ecological groups, taxa have been grouped for the first time. Two pollen records are available from Lake Titicaca, and here they are differentiated with a dotted pattern for the Hanselman et al. (2011) record and a solid pattern for the Paduano et al. (2003) record.

4 Results and interpretation

The proportions of sub-Andean (lower montane) and Andean (upper montane) forest taxa vs. vegetation located above the UFL (puna and páramo) show temporal variations that appear synchronous among some sites (Fig. 2). The comparison of AP% vs. DCA1 z scores demonstrates similar trends in three of the eight pollen records analysed (Fig. 3). In the remaining five records, AP% and DCA1 z scores trends differ in at least part of the record. The record of D / SS potentially reflects lake level changes and moisture availability that appear to be registered at most studied sites (Fig. 4). In the following section we describe results from our re-analysis of each pollen record.

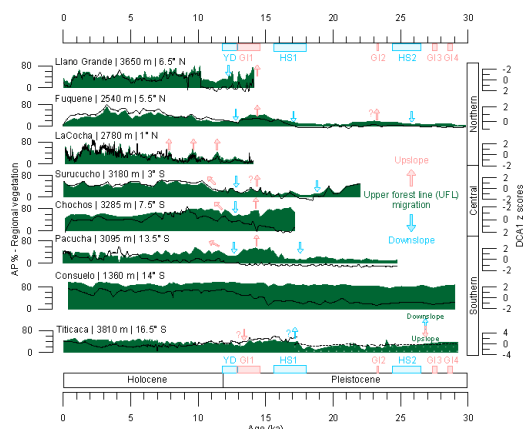


Figure 3. Temporal changes in regional vegetation AP% (green polygons) and DCA1 z scores (black line) plotted on a linear timescale for selected pollen records from the tropical Andes (Fig. 1, Table 1). Site name, elevation rounded up to the nearest 5 m, and latitude to the nearest half degree are shown next to each record. Two pollen records are available from Lake Titicaca, and here they are differentiated with a dotted pattern for the Hanselman et al. (2011) record and a solid pattern for the Paduano et al. (2003) record. Heinrich stadials (HS) are drawn for reference as defined by Sánchez-Gorri and Harrison (2010). The Younger Dryas (YD) follows the timing of Greenland stadial 1 (Rasmussen et al., 2006) and the chronozone defined by Mangerud et al. (1974). The timing of Greenland interstadials (GI) is based on Wolff et al. (2010).

4.1 Llano Grande (Velásquez and Hooghiemstra, 2013)

The Llano Grande site is located near the current position of the UFL at 3650 m elevation. Changes in AP% at this elevation are expected to be sensitive to changes in the composition of the Andean forests found downslope today. The trends of DCA1 z scores (reversed) and AP% are remarkably similar (Fig. 3), suggesting that temperature, the driver of changes in AP%, is also the strongest driver of DCA1. The abundance of Andean taxa (AP%) shows a trough between ca. 12.5 and 10.5 ka (Figs. 2 and 3). Several AP% oscillations are observed during the Holocene. D / SS shows a peak after the onset of the pollen record at ca. 14.5 ka, and two increases of lesser magnitude during the Holocene (Fig. 4). The onset of the pollen record and the largest D / SS peak are probably linked to the formation of the lake. D / SS increases occur between ca. 6 and 5 ka, and between ca. 4.5 and 2.5 ka.

4.2 Lake Fúquene (van der Hammen and Hooghiemstra, 2003)

The Fúquene2 record comes from an intra-Andean valley at 2540 m elevation, a position centrally located in the current altitudinal range of Andean forests. The location of Lake

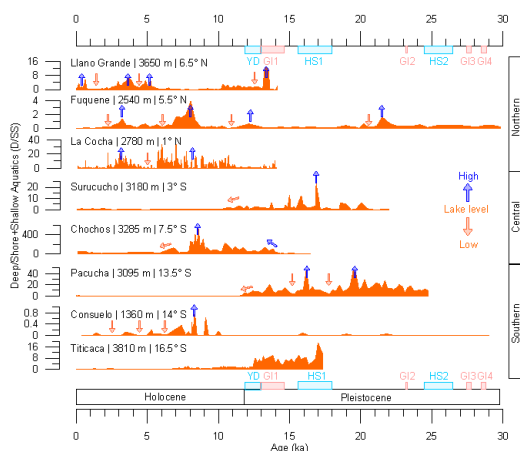


Figure 4. Temporal changes in the ratio of aquatic taxa characteristic of deep water to taxa from shallow water and wet shores (D/SS) for selected sites in the tropical Andes (Fig. 1, Table 1). Site name, elevation rounded up to the nearest 5 m, and latitude to the nearest half degree are shown next to each record. Heinrich stadials (HS) are drawn for reference as defined by Sánchez-Gómez and Harrison (2010). The Younger Dryas (YD) follows the timing of Greenland stadial 1 (Rasmussen et al., 2006) and the chronozone defined by Mangerud et al. (1974). The timing of Greenland interstadials (GI) is based on Wolff et al. (2010).

Fúquene makes this record highly sensitive to temperature-driven migrations of montane taxa. During glacial times this area was covered by cold páramo vegetation, and during interglacials sub-Andean forest taxa reached up to ca. 2300 m (Groot et al., 2011). The short distance between sub-Andean forest and the lake explains pollen from sub-Andean taxa also being represented in AP% (Fig. 2).

Páramo taxa show high percentages between ca. 30 and 17.5 ka, but also vary at several intervals (Fig. 2). Andean and sub-Andean taxa (AP%) show an overall increase starting around 15.6 ka, with a trough between ca. 13 and 11 ka, and showing some fluctuations during the Holocene. DCA1 z scores follow remarkably well the variability of AP% (Fig. 3), indicating that this ordination axis is probably tracking temperature-driven UFL migrations. Pleistocene downslope migrations of the UFL can be inferred from AP% decreases around 26, 17 and 13 ka (Fig. 3). AP% increases and upslope UFL migrations are observed at ca. 23.3 and 14 ka. D/SS also shows variations that suggest increases in lake levels after at ca. 22, 12, 8, and 3 ka (Fig. 4).

4.3 Lake La Cocha (González-Carranza et al., 2012)

Lake La Cocha sits in a valley at 2780 m elevation on the eastern flank of the Andes. Amazonian moisture causes

abundant orographic rains at this site. Centrally located in the current altitudinal range of the Andean forest (2300 to 3650 m elevation), the AP% record also includes taxa from the sub-Andean forest (Fig. 2). During the deglaciation, the UFL was below the elevation of the valley and páramo vegetation surrounded the lake. AP% reflects temperature changes in this record, although inverse hydrological modelling suggests that Holocene vegetation changes at this site are driven by both increased temperature and moisture (Van Boxel et al., 2014).

Andean and sub-Andean taxa (AP%) in this record increase consistently, while páramo taxa decrease at the Pleistocene–Holocene transition (Fig. 2). Short but clear increases in AP% are detected around 11.5, 9.5, and 8 ka. The trend of DCA1 z scores closely follows AP% (Fig. 3). AP% variability increases during the Holocene and displays a shift around 6 ka. Two increases in D/SS suggest lake level increases between ca. 11 and 6 ka, and between ca. 4 and 2 ka, interrupted by a decreased lake stand centred ca. 5 ka (Fig. 4).

4.4 Lake Surucucho (Colinvaux et al., 1997)

Lake Surucucho is located at 3180 m elevation. Sub-Andean forests reach up to 2800 m in this part of the Andes, while the subpáramo is found at 3500 m elevation. The Andean forest thus covers a vertical range of approximately 700 m. AP% values include Andean taxa at this site and reflect UFL shifts.

Puna and subpuna taxa dominate the pollen record during the late Pleistocene (Fig. 2). Andean forest taxa increase gradually from ca. 12 ka and remain relatively abundant during the Holocene, despite the persistent abundance of puna and subpuna taxa. DCA1 z scores and AP% follow a similar trend, indicating that temperature is their common driver (Fig. 3). AP% decreases before 18 ka and increases again around 14.5 ka. At ca. 11.3 ka we observe a 2-fold increase in AP% and a shift in DCA1 z scores. D/SS is relatively high during the late Pleistocene with a peak at ca. 17 ka. D/SS decreases after ca. 11 ka and is low throughout the Holocene (Fig. 4).

4.5 Lake Chochos (Bush et al., 2005), Neotoma Site ID 10194

Lake Chochos is located at 3285 m elevation and sits on the eastern flank of the Andes. The record is centrally located in the altitudinal range of UFL glacial–interglacial migrations. AP% includes Andean taxa and is expected to reflect temperature-driven UFL shifts at this site.

Percentages of Andean forest taxa (AP%) are high at the end of the Pleistocene and gradually decrease between ca. 17 and 12 ka (Fig. 2). Andean taxa show some fluctuations during this interval, while puna and subpuna taxa increase. Between ca. 12 and 10 ka, Andean taxa dominate the record again and puna and subpuna taxa show relatively low proportions. AP% and DCA1 z scores show different trends,

suggesting that different drivers affect these records (Fig. 3). D / SS is high between ca. 14 and 6 ka, with the highest peak centred at ca. 8.2 ka (Fig. 4).

4.6 Lake Pacucha (Valencia et al., 2010), Neotoma Site ID 10130

Lake Pacucha is located at 3095 m elevation in the Peruvian Andes. The vegetation around the lake is strongly influenced by small-scale topography with mesic forests on the windward slopes and xeric forests in the rain shadow areas. The natural UFL lies between 3300 and 3600 m, where vegetation changes into shrublands of 100 to 200 m vertical extension. Upslope, this shrubby vegetation transitions into herbaceous puna up to 4300–4500 m. As the site is located ca. 300 m below the UFL, AP% changes are expected to be very sensitive to temperature-driven altitudinal shifts of the UFL. AP% at Lake Pacucha includes Andean taxa.

Puna and subpuna taxa dominate until ca. 15.6 ka. Andean forest taxa then show a 3-fold increase and exceed puna and subpuna taxa proportions by at least 10%, displaying a peak centred around 15 ka (Fig. 2). Puna and subpuna taxa increase again at ca. 13 ka, while the percentages of Andean forest taxa decrease approximately 2-fold. Andean forest taxa percentages recover after ca. 11.5 ka. During the Holocene, both Andean forest and puna taxa vary and appear to follow the same trend. AP% varies independently from DCA1 z scores, indicating little correlation between the two markers (Fig. 3). D / SS is high and shows several fluctuations until ca. 11.9 ka, with minima around 18 and 16.5 ka.

4.7 Lake Consuelo (Urrego et al., 2010) Neotoma Site ID 11877.

Lake Consuelo is located at 1360 m on the eastern flank of the Andes. Amazonian moisture causes significant orographic rains at this site, covering the lake in semi-permanent ground-level clouds. The lake is located in the lower part of the current altitudinal range of sub-Andean forest, and as a consequence the AP% record is mainly composed of sub-Andean taxa. Lowland taxa were grouped for Lake Consuelo, but showed less variation than sub-Andean taxa. The vertical distance from Lake Consuelo to the UFL is large, and even during glacial times the lake remained surrounded by cool Andean forests. Changes in AP% are expected to reflect temperature-driven shifts of sub-Andean forests.

Sub-Andean forest taxa dominate the record and reach up to 80% (Fig. 2). Despite its mid-elevation location, the record shows over 30% of the subpuna vegetation during the Pleistocene. The trends of DCA1 z scores and AP% are similar, but the signals seem more consistent during the Holocene (Fig. 3). D / SS is low between ca. 30 and 10 ka, and shows a series of early-Holocene peaks centred around 8 ka (Fig. 4). During the mid- and late Holocene, D / SS is primarily low with three observable troughs.

4.8 Lake Titicaca (Paduano et al., 2003; Hanselman et al., 2011)

Lake Titicaca is located at 3810 m elevation, making it the highest site in our transect study. Today the lake is surrounded by puna vegetation, and Andean forests occur below 3200 m. Glaciers must have reached the lake basin during glacial times, and vegetation comparable to the modern puna brava (4500–5300 m) probably surrounded the lake. AP% includes Andean taxa and is expected to reflect altitudinal shifts of the UFL. However, the significant distance between the UFL and the lake (between ca. 600 and 1500 m) potentially causes two sources of bias in the AP% values: (1) registered changes in AP% may not be sensitive to minor changes in UFL position and (2) AP% increases may be the result of upslope aeolian pollen transport (Jansen et al., 2013).

Two pollen records are available from Lake Titicaca, and puna taxa dominate the pollen spectra in both (Fig. 2). Andean forest taxa account for less than 10% of the pollen sum and reflect the downslope location of the UFL. Puna taxa fluctuate during the Pleistocene and decrease between ca. 17 and 13 ka. DCA1 z scores and AP% fluctuate differently during the Pleistocene, but are consistent during the Holocene (Fig. 3). The core from the centre of the lake did not record aquatic vegetation, and D / SS could only be calculated for the record collected closer to the shore. However, given the lake's size and depth, the abundance of shoreline and shallow aquatics is still very low. D / SS is mostly driven by deep-water indicators and is therefore not comparable with the other records (Fig. 4).

5 Discussion

5.1 Extracting climatic information from pollen records

Our comparison of AP% and DCA1 z scores to extract climate change information from pollen records allows us to highlight differences between the two approaches. On the one hand, ordination analyses like DCA attempt to find the clearest relationships within the pollen data set, both between pollen taxa and between time slices. The strongest source of variability in one data set may be precipitation, while it may be temperature in another. As a result, ordination scores are not always comparable between sites even after standardization. Relationships between pollen taxa may be due to ecological affinities, and in this sense, this step of the ordination analysis is somewhat equivalent to the taxa grouping done for AP%. However, ordination analyses do not involve a priori information (i.e. ecological knowledge) and are only driven by the main sources of variability within the pollen data set. This is why ordination analyses have been argued to have an advantage over AP%: because each pollen taxon is free to be correlated with any other taxon (Urrego et al., 2005; Colinvaux et al., 1996; Bush et al., 2004). A taxon that today would

be grouped as Andean is free to have more affinity with low-land taxa in the past. It is difficult to allow for this flexibility with AP%, which uses modern ecology to group fossil taxa. On the other hand, ordination analyses produce results that require ecological knowledge for interpretation. The ordination results consist of axis scores for pollen taxa and for time slices that are non-dimensional, lack direction, and can be rotated as desired (Hill and Gauch, 1980). Additionally, information extracted from the ordination axes can only be used in relative terms. As a result, a posteriori ecological knowledge of the taxa with the highest loadings is necessary to interpret the main sources of variability within the pollen data set. Ordination-based interpretation of pollen records may be more appropriate for non-analogue species re-assortments, but still requires knowledge on modern species affinities to extract climate or environmental change information from ordination results.

Using a priori ecological knowledge to calculate AP% has been criticized due to potential subjectivity involved in the classification of pollen taxa (Colinvaux et al., 1997). This potential subjectivity relates to the fact that boundaries between vegetation formations are rarely clear-cut; hence ecological grouping of transitional or wide-ranging taxa is left to the palynologist's discretion. AP% has also been criticized because of the underlying assumption that species respond to change as an assemblage rather than individually (Urrego et al., 2010). The record from Lake La Cocha reveals individualistic changes in pollen abundance (González-Carranza et al., 2012), as well as clear variations in AP% that may respond to shifting Andean and sub-Andean associations. The record of Lake La Cocha is therefore a good example of how ecological grouping associated with AP% allows for individualist migrations within groups.

The main advantage AP% has over ordination scores is that AP% gives a direction to the observed change from the start. AP% can be translated into temperature-driven UFL migrations (Hooghiemstra et al., 2012) and is comparable between sites. Such site-to-site comparisons of ordination scores are not possible with DCA results because the main source of variability may differ from one site to the other. AP% is also particularly sensitive in high to mid-elevation sites. For instance, in Fúquene and Pacucha, AP% is relatively high during the Holocene compared to the Pleistocene (Fig. 3), indicating the signal of post-glacial warming. The sensitivity of AP% can be low, however, where forest composition remains within one ecological group. In Lake Consuelo AP% remains high during the last glacial and interglacial periods, indicating that the area had a relatively stable forest cover. Despite these differences in site sensitivity, AP% changes remain comparable between sites.

We also calculated RoC (Urrego et al., 2009) to explore its sensitivity to environmental change. RoC values appear to be sensitive to changes in sedimentation rate, while showing little difference when calculated based on DCA results vs. raw pollen percentages. As an example of RoC sensitiv-

ity to sedimentation rates we show RoC calculated for the La Cocha record (Supplement Fig. S1). We refrain from using RoC in this paper as age uncertainties may be inflated when pollen records of varying quality are compared. One way to circumvent RoC dependency on age and sedimentation uncertainties is to preserve the ecological dissimilarity distances calculated between pollen assemblages as a measure of pollen taxa turnover (for an example see Urrego et al., 2013).

Another climate change indicator calculated here from pollen records is the D/SS ratio. Assuming that the lakes have minimal losses by underground leaks or outflow, D/SS values potentially indicate lake level changes due to fluctuations in precipitation and evaporation. Increases in D/SS are associated with high abundance of deep-aquatic taxa and likely indicate high lake-level stands. Low D/SS indicates relatively high abundance of aquatic vegetation from shallow waters and reduced water bodies. A potential bias for D/SS is that some taxa included in the "aquatic pollen sum" have different growth forms. For instance, *Isöetes* is an aquatic fern growing up to 6 m water depth in lakes and is indicative of relatively deep-water conditions. However, in fluvial and fluvio-lacustrine environments, *Isöetes* species may also occur on sand banks (Torres et al., 2005). The D/SS ratio is based on relative abundances and is calculated in the same way for all sites. Therefore, calculating D/SS makes differences in pollen/spore production a systematic bias, and allows comparisons among sites and samples within one record. Additionally, the sensitivity of D/SS may depend on water depth. In Lake Titicaca, for instance, where water depth is more than 200 m, the D/SS ratio is uninformative because no aquatic taxa are recorded at this depth (Fig. 4).

5.2 Temperature and moisture availability during the Pleistocene to Holocene transition in the tropical Andes

The eight pollen sequences from the tropical Andes consistently record Pleistocene altitudinal migrations of Andean and sub-Andean forests linked to glacial cooling. Páramo and subpáramo vegetation, or puna and subpuna, characterize the Pleistocene, while the Holocene is characterized by sub-Andean and Andean forests (Fig. 2). Such forest migrations and inferred temperature change are consistent with other pollen records from the region (e.g. Hansen et al., 2003), tropical air temperatures changes derived from Andean ice core isotopic signals (Thompson, 2005), dating of Andean moraines (Smith et al., 2008; van der Hammen et al., 1980/1981), high-elevation Andean lake $\delta^{18}\text{O}$ records (Baker et al., 2001; Seltzer et al., 2000), and $\delta^{18}\text{O}$ from Andean speleothems (Cheng et al., 2013). SST reconstructions from the western tropical Atlantic similarly document large fluctuations between the late Pleistocene and Holocene (Rühlemann et al., 1999), but their magnitude appears to be less

than air temperature changes recorded by the vegetation and other terrestrial markers.

The pollen records show an overall warming trend during the Pleistocene–Holocene transition, but the onset of post-glacial warming differs in timing among records. Taking the Fúquene record as an example for the northern Andean sites, the first post-glacial warming, as recorded by upslope UFL migrations, occurred around 15.6 ka (Fig. 3) but is interrupted by a cooling period between ca. 13 and 11 ka. In Lake Surucucho, the record of Andean forest taxa suggests a steady increase in air temperatures starting around 13 ka. On the other hand, the record of Lake Pacucha in the southern Andes shows a trend towards warming starting around 15.6 ka, with a relatively short-lived cooling between ca. 13 and 11.5 ka, followed by another warming. These differences in the onset of post-glacial warming in the Andes are consistent with reconstructions of snow line depressions starting ca. 21 ka in the Peruvian Andes (Smith et al., 2005), the onset of SST warming in the tropical Atlantic ca. 17 ka (Rühlemann et al., 1999), and shifts in stable oxygen isotopes from the Sajama ice cap at ca. 15.5 ka (Thompson et al., 1998).

Changes in D/SS in the selected sites suggest that Pleistocene moisture availability differed from that of the Holocene. D/SS in northern Andean sites (i.e. Llano Grande, Fúquene, and La Cocha) may indicate increasing lake levels during the Pleistocene–Holocene transition (Fig. 4). Another increase in lake levels is recorded at Fúquene and La Cocha around 8 ka, but not in Llano Grande. Central and southern sites (i.e. Surucucho, Pacucha, Titicaca, and the onset of the pollen record in Lake Chochos) indicate large water bodies and probably high moisture availability through the Pleistocene–Holocene transition and up to 8 ka. D/SS in Lake Consuelo follows a different trend to that observed in other central and southern Andean sites during the late Pleistocene. These differences may be due to the buffering effect of semi-permanent ground-level cloud cover during the last glacial (Urrego et al., 2010). D/SS in lakes Consuelo and Chochos suggests high lake-level stands between ca. 10 and 6 ka and peaking around 8 ka (Fig. 4), which are analogous to D/SS increases observed in northern Andean sites. Moisture in northern Andean sites is mostly linked to the ITCZ, while southern sites are mostly influenced by precipitation from the SASM (Table 1). Overall, these data suggest a north–south difference in lake levels and moisture availability during the Pleistocene–Holocene transition that are consistent with glacial–interglacial atmospheric reorganizations of the ITCZ (Haug et al., 2001) and the SASM (Cruz et al., 2006).

5.3 The signature of millennial-scale climate changes in the tropical Andes

The signature of millennial-scale climate variability is discernible in most pollen records used for our analysis (Fig. 3). AP% decreases in Fúquene, Surucucho, and Pacucha ap-

proximately coincide with the timing of HS1 (18–15.6 ka; Sánchez Gofí and Harrison, 2010). In Lake Titicaca AP% increases during HS1, but the direction of this change is comparable with the change in other records because of the altitudinal location of the site, i.e. above treeline. HS2 (26.5–24.3 ka; Sánchez Gofí and Harrison, 2010) is also insinuated in the low-resolution record from Fúquene by a slight decrease in AP%. In Llano Grande, two AP% decreases observed during the Pleistocene–Holocene transition are roughly consistent with the timing of the Younger Dryas (YD, 12.9–11.6 ka; Rasmussen et al., 2006; Mangerud et al., 1974). Decreases in AP% during the YD are also apparent in Fúquene, Surucucho, Chochos, and Pacucha. Increased fire activity and drought have also been linked to vegetation changes observed in Pacucha during YD (Valencia et al., 2010). Overall, the AP% fluctuations observed during North Atlantic millennial-scale cooling events are best explained by downslope migrations of Andean vegetation and the UFL linked to air temperature cooling in the tropical Andes.

The AP% records from Lake La Cocha and Consuelo appear to be less sensitive to millennial-scale air temperature cooling recorded in the other sites. In Consuelo in particular the signature of post-glacial warming is marked in the DCA1 z scores but not in AP% (Fig. 3). DCA1 z cores in Consuelo only show a few millennial-scale variations that seem unrelated to North Atlantic cooling events. AP% in Consuelo remains largely unchanged and indicates continuous Andean and sub-Andean forest cover at this site throughout the record (Urrego et al., 2010). The low sensitivity of AP% in Consuelo may also be related to the distance between the site and the UFL as well as the buffering effect of ground-level cloud cover. In La Cocha, UFL sits closer to the site but millennial-scale and centennial-scale climate variability seem to be superimposed in the record (González-Carranza et al., 2012). La Cocha is also a site constantly influenced by ground-level cloud, which may buffer the effect of air temperature cooling on the vegetation.

The signature of GI warming events is best shown for GI1, while the signals of GI2, GI3, and GI4 are hardly recorded (Fig. 3). GI1 (14.6–12.7 ka; Wolff et al., 2010) is suggested by AP% increases in Llano Grande, Fúquene, Surucucho, Chochos, and Pacucha. These AP% increases seem more conspicuous and of longer duration in Fúquene and Pacucha. Shifts in DCA1 z scores are also apparent around the onset of GI1 in Chochos and Consuelo. In the record from Lake Titicaca, the signal of GI1 is either weak or not captured due to the elevation of the site. The onset of the records from Llano Grande and La Cocha probably indicates the formation of these two lakes during GI1 and may be due to increased regional moisture and/or glacial retreats. Differences between the signal of GI1 and other Greenland interstadials may be related to the relatively long duration of GI1 compared with other GI. Lasting 1900 years (Wolff et al., 2010), GI1 is more likely to be captured in records with the resolution available for this regional comparison (Table 1). Overall, GI1 poten-

tially coincides with upslope UFL migration and regional warming in the tropical Andes, as well as the formation of some Andean lakes.

One important question is whether the signature of millennial-scale climate variability is consistent in the northern and southern tropical Andes (Fig. 3). The signature of HS and YD are generally recorded as downslope UFL migrations and air temperature cooling in our transect. Based on the longer records, we also observe a temporal consistency between the signals of different HS. HS1 and HS2 are both linked to AP% decreases and cooling in Fúquene, although the magnitude of change differs. The GI1 signal is overall comparable between northern and southern records and indicates upslope UFL migrations. These trends are spatially consistent between northern and southern sites, and imply a common forcing. Air temperature cooling during HS and YD could potentially be linked to cold advection reaching as far as 13.5° S (Pacucha) or 16.5° S if we take the record from Titicaca into account. Cold advection both from the Northern and Southern Hemisphere are common in the tropical Andes and can produce freezing conditions down to 2500 m elevation (Gan and Rao, 1994). The air temperature cooling recorded by the Andean vegetation during YD and HS1 could hence be explained by increased intensity or frequency of Northern Hemisphere cold advection. On the other hand, upslope UFL migrations and air temperature warming during GI1 could be related to reduced intensity or frequency of Northern Hemisphere cold advection.

To address the consistency of air temperature change recorded by the Andean vegetation with changes recorded by the ocean and the cryosphere, we compare the pollen records from Fúquene and Pacucha with SST reconstructions from the Guyana Basin and the isotopic record from the Sajama ice cap (Fig. 5). Fúquene and Pacucha are used for this comparison as a northern and a southern Andean site, respectively. We also plot the NGRIP and EPICA isotope records in an attempt to assess the relative importance of Northern Hemisphere versus Southern Hemisphere forcing. Air temperature fluctuations recorded by the Andean vegetation both in the northern and southern Andes are consistent with changes in tropical Atlantic SST (Rama-Corredor et al., 2015) and the isotopic record from the Sajama ice cap (Thompson et al., 1998), especially during HS1, GI1, and YD (Fig. 5). When compared with the long-term variability within each record, the amplitude of change recorded by the Andean vegetation during GI1 and YD seems comparable to that of the Sajama ice core record. The vegetation records and the isotopic signal of Sajama are comparable despite differences in moisture sources, reiterating that together these changes are best explained by fluctuations in air temperature. The SST record from the tropical Atlantic suggests reduced amplitude of temperature changes during the same period compared to the Andean vegetation and the ice core record. This comparison suggests a potential difference between the magnitude of temperature change in the ocean and the atmosphere

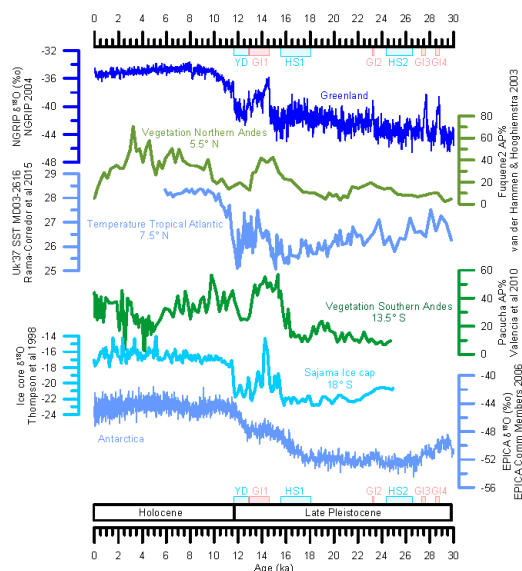


Figure 5. Millennial-scale vegetation changes in the northern and southern tropical Andes over the past 30 ka compared with other records: north Greenland (NGRIP Members, 2004), EPICA Dome C (EPICA, 2006), and Sajama ice core record (Thompson et al., 1998), as well as sea surface temperatures (SST) from the Guyana Basin in the tropical Atlantic (Rama-Corredor et al., 2015). Heinrich stadials (HS) are drawn for reference as defined by Sánchez-González and Harrison (2010). The Younger Dryas (YD) follows the timing of Greenland stadial 1 (Rasmussen et al., 2006) and the chronozone defined by Mangerud et al. (1974). The timing of Greenland interstadials (GI) is based on Wolff et al. (2010).

that could relate to the thermal inertia of the ocean. Additionally, the climatic trends observed in the Andean records are comparable to the Greenland ice core record (NGRIP Members, 2004) and show fewer similarities with Antarctica (EPICA, 2006). The observed similarities point to Northern Hemisphere climate variability forcing UFL migrations and air temperature cooling in the northern and southern tropical Andes during HS1 and YD.

Millennial-scale vegetation changes in the tropical Andes show great variability, and they appear to be asynchronous to those of tropical Atlantic SST and the isotopic signal of Andean ice core records (Fig. 5). Vascular plant biomarkers preserved in the Cariaco Basin have suggested that tropical vegetation lagged climate change by several decades (Hughen et al., 2004). A similar time lag between the response of vegetation and marine markers in northeastern South America is estimated to be 1000 to 2000 years during HS (Jennerjahn et al., 2004). Our explorations with regard to the asynchronicity of these signals remain within the constraints of available dating and sampling resolution. However, our results suggest

that vegetation responses to millennial-scale climate variability are overall very rapid.

6 Conclusions

Records of past vegetation change in the tropical Andes showed that altitudinal migrations of the vegetation are best explained by millennial-scale cooling and warming of air temperatures linked to Northern Hemisphere forcing. Taking into account differences in the sensitivity of individual sites, the signature of HS is overall consistent among northern and southern Andean records and indicates downslope shifts of the UFL and cooling. The air temperature cooling needed to produce such migrations could potentially have resulted from increased intensity and duration of cold advection from the Northern Hemisphere. G11 potentially coincides with upslope UFL migration and regional warming in the tropical Andes, as well as the formation of some Andean lakes. The air temperature change recorded by the Andean vegetation was consistent with millennial-scale cryosphere and ocean temperature changes, but suggests a potential difference between the magnitude of temperature change in the ocean and the atmosphere. Our analysis also suggests a north–south difference in the moisture availability during the Pleistocene–Holocene transition that can potentially be related to reorganizations of the ITCZ and the SASM.

We showed that AP% and DCA scores, two approaches to extract environmental variability from pollen records, are complementary rather than divergent. Transforming raw pollen counts into percentages of ecologically meaningful groups (e.g. AP%) or into ordination values results in records that are seldom driven by similar factors. The two approaches rely on a reasonable understanding of ecological affinities and knowledge of the regional vegetation. This information is used a priori for AP% and a posteriori for ordination scores. AP% and DCA axis scores are both vegetation markers and are not independent records of environmental change. Such records are still needed for most of the studied sequences. Along with the development of pollen records, independent markers of temperature or precipitation (i.e. biochemical or isotopic markers) are needed in the American tropics (Urrego et al., 2014), and future work should preferably generate combinations of proxies to disentangle differences between the magnitude of atmospheric and oceanic change. Integrated multi-tracer approaches will help minimize chronological uncertainty and may shed light on the underlying forcing of these rapid shifts in the climate system.

The Supplement related to this article is available online at doi:10.5194/cp-12-697-2016-supplement.

Acknowledgements. This paper is a result of the project “Latin American Abrupt Climate Changes and Environmental Responses” (LaACER), funded by PAGES and INQUA. B. Martrat thanks the CSIC-Ramón and Cajal post-doctoral programme (RYC-2013-14073). We thank Mitchell Power, William D. Gosling, Sarah Metcalfe and an anonymous reviewer for constructive comments during the manuscript’s review.

The plot data of this manuscript are freely available from: doi:10.1594/PANGAEA.858525.

Edited by: M. Power

References

- Arz, H. W., Pätzold, J., and Wefer, G.: Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from the last-glacial marine deposits off Northeastern Brazil, *Quaternary Res.*, 50, 157–166, 1998.
- Baker, P. A., Rigsby, C. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Lowenstein, T. K., Bacher, N. P., and Veliz, C.: Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409, 698–701, 2001.
- Bakker, J., Moscol, M., and Hooghiemstra, H.: Holocene environmental change at the upper forest line in northern Ecuador, *The Holocene*, 18, 877–893, 2008.
- Birks, H. J. B. and Birks, H. H.: *Quaternary Palaeoecology*, University Park Press, Baltimore, 1980.
- Bogotá, R. G., Groot, M. H. M., Hooghiemstra, H., Lourens, L. J., Linden, M. V. D., and Berrio, J. C.: Rapid climate change from north Andean Lake Fúquene pollen records driven by obliquity: implications for a basin-wide biostratigraphic zonation for the last 284 ka, *Quaternary Sci. Rev.*, 30, 3321–3337, doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.003, 2011.
- Broccoli, A. J., Dahl, K. A., and Stouffer, R. J.: Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01702, doi:10.1029/2005GL024546, 2006.
- Bush, M. B., Silman, M. R., and Urrego, D. H.: 48,000 years of climate and forest change in a biodiversity hot spot, *Science*, 303, 827–829, doi:10.1126/science.1090795, 2004.
- Bush, M. B., Hansen, B. C. S., Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Young, K. R., León, B., Abbott, M. B., Silman, M. R., and Gosling, W. D.: A 17 000-year history of Andean climate and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru, *J. Quaternary Sci.*, 20, 703–714, 2005.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F. W., Wang, X., Edwards, R. L., d’Horta, F. M., Ribas, C. C., Vuille, M., Stott, L. D., and Auler, A. S.: Climate change patterns in Amazonia and biodiversity, *Nature Communications*, 4, 1–6, doi:10.1038/ncomms2415, 2013.
- Chiang, J. C. and Bitz, C. M.: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone, *Clim. Dynam.*, 25, 477–496, 2005.
- Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C., and Bush, M. B.: A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times, *Science*, 274, 85–88, 1996.
- Colinvaux, P. A., Bush, M. B., Steinitz-Kannan, M., and Miller, M. C.: Glacial and postglacial pollen records from the Ecuadorian Andes and Amazon, *Quaternary Res.*, 48, 69–78, 1997.
- Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Silva Dias, P. L., and Viana Jr.,

- O.: Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, *Nature*, 434, 63–66, 2005.
- Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., and Ferrari, J. A.: A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 2749–2761, 2006.
- EPICA: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, 195–198, doi:10.1038/nature05301, 2006.
- Escobar, J., Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Gilli, A., Mueller, A. D., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., Grzesik, D. A., and Pérez, L.: A ~ 43 ka record of paleoenvironmental change in the Central American lowlands inferred from stable isotopes of lacustrine ostracods, *Quaternary Sci. Rev.*, 37, 92–104, 2012.
- Fritz, S. C., Baker, P. A., Ekdahl, E., Seltzer, G. O., and Stevens, L. R.: Millennial-scale climate variability during the Last Glacial period in the tropical Andes, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 1017–1024, 2010.
- Fu, R., Dickinson, R. E., Chen, M., and Wang, H.: How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?, *J. Climate*, 14, 4003–4026, 2001.
- Gan, M. A. and Rao, V. B.: The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances, *Mon. Weather Rev.*, 122, 1141–1157, 1994.
- Garreaud, R. and Wallace, J. M.: Summertime incursions of mid-latitude air into subtropical and tropical South America, *Mon. Weather Rev.*, 126, 2713–2733, 1998.
- Garreaud, R. D.: Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics, *Mon. Weather Rev.*, 128, 2544–2559, 2000.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J.: Present-day South American climate, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 281, 180–195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032, 2009.
- González-Carranza, Z., Hooghiemstra, H., and Vélez, M. I.: Major altitudinal shifts in Andean vegetation on the Amazonian flank show temporary loss of biota in the Holocene, *The Holocene*, 22, 1227–1241, doi:10.1177/0959683612451183, 2012.
- Graham, A.: The Andes: a geological overview from a biological perspective, *Ann. Mo. Bot. Gard.*, 96, 371–385, 2009.
- Groot, M. H. M., Bogotá, R. G., Lourens, L. J., Hooghiemstra, H., Vriend, M., Berrio, J. C., Tuenter, E., Van der Plicht, J., Van Geel, B., Ziegler, M., Weber, S. L., Betancourt, A., Contreras, L., Gaviña, S., Giraldo, C., González, N., Jansen, J. H. F., Konert, M., Ortega, D., Rangel, O., Sarmiento, G., Vandenbergh, J., Van der Hammen, T., Van der Linden, M., and Westerhoff, W.: Ultra-high resolution pollen record from the northern Andes reveals rapid shifts in montane climates within the last two glacial cycles, *Clim. Past*, 7, 299–316, doi:10.5194/cp-7-299-2011, 2011.
- Hanselman, J. A., Bush, M. B., Gosling, W. D., Collins, A., Knox, C., Baker, P. A., and Fritz, S. C.: A 370,000-year record of vegetation and fire history around Lake Titicaca (Bolivia/Peru), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 305, 201–214, doi:10.1016/j.palaeo.2011.03.002, 2011.
- Hansen, B. C. S., Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., León, B., Young, K. R., and Abbott, M.: Late-glacial and Holocene vegetational history from two sites in the western Cordillera of southwestern Ecuador, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 194, 79–108, 2003.
- Harrison, S. P. and Sanchez Gofii, M. F.: Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2957–2980, doi:10.1016/j.quascirev.2010.07.016, 2010.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D., Peterson, L. C., and Röhl, U.: Southward Migration of the intertropical convergence zone through the Holocene, *Science*, 293, 1304–1308, 2001.
- Heinrich, H.: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Res.*, 29, 142–152, doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9, 1988.
- Hemming, S. R.: Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint, *Rev. Geophys.*, 42, RG1005, doi:10.1029/2003RG000128, 2004.
- Hessler, I., Dupont, L., Bonnefille, R., Behling, H., González, C., Helmens, K. F., Hooghiemstra, H., Lebamba, J., Ledru, M.-P., Lézine, A.-M., Maley, J., Marret, F., and Vincens, A.: Millennial-scale changes in vegetation records from tropical Africa and South America during the last glacial, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2882–2899, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.029, 2010.
- Hill, M. O. and Gauch, H. G.: Detrended Correspondence Analysis: an improved ordination technique, *Vegetatio*, 42, 47–58, 1980.
- Hooghiemstra, H.: Vegetational and climatic history of the high plain of Bogotá, Colombia: A continuous record of the last 3.5 million Years, *Gantner Verlag, Vaduz*, 368 pp., 1984.
- Hooghiemstra, H. and van der Hammen, T.: Quaternary ice-age in the Colombian Andes: developing an understanding of our legacy, *Philos. T. R. Soc. Lond.*, 359, 173–181, 2004.
- Hooghiemstra, H., Berrio, J. C., Groot, M. H., Bogotá-A, R. G., Olivera, M. M., and González-Carranza, Z.: The dynamic history of the upper forest line ecotone in the northern Andes, in: *Ecotones Between Forest and Grassland*, Springer, New York, Heidelberg, Dordrecht, London, 229–246, 2012.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Peterson, L. C., and Trumbore, S.: Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation, *Nature*, 380, 51–54, 1996.
- Hughen, K. A., Eglinton, T. I., Xu, L., and Makou, M.: Abrupt Tropical Vegetation Response to Rapid Climate Changes, *Science*, 304, 1955–1959, 2004.
- Jansen, B., de Boer, E. J., Cleef, A. M., Hooghiemstra, H., Moscol-Olivera, M., Tonneijck, F. H., and Verstraten, J. M.: Reconstruction of late Holocene forest dynamics in northern Ecuador from biomarkers and pollen in soil cores, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 386, 607–619, 2013.
- Jennerjahn, T. C., Ittekkot, V., Arz, H. W., Behling, H., Pätzold, J., and Wefer, G.: Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events, *Science*, 306, 2236–2239, doi:10.1126/science.1102490, 2004.
- Killeen, T. J., Douglas, M., Consiglio, T., Jørgensen, P. M., and Mejia, J.: Dry spots and wet spots in the Andean hotspot, *J. Biogeogr.*, 34, 1357–1373, 2007.
- Körner, C.: The use of “altitude” in ecological research, *Trends Ecol. Evol.*, 22, 569–574, doi:10.1016/j.tree.2007.09.006, 2007.
- Lachniet, M. S., Asmerom, Y., Bernal, J. P., Polyak, V. J., and Vazquez-Selem, L.: Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 110, 9255–9260, 2013.

- Luteyn, J. L. and Churchill, S. P.: Páramos: a checklist of plant diversity, geographical distribution, and botanical literature, New York Botanical Garden Press, New York, 1999.
- Mangerud, J. A. N., Andersen, S. T., Berglund, B. E., and Donner, J. J.: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification, *Boreas*, 3, 109–126, doi:10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x, 1974.
- McCune, B. and Grace, J. B.: Analysis of ecological communities, MjM Software Design, Gleneden Beach, Oregon, 300 pp., 2002.
- Mosblech, N. A. S., Bush, M. B., Gosling, W. D., Hodell, D., Thomas, L., van Calsteren, P., Correa-Metrio, A., Valencia, B. G., Curtis, J., and van Woesik, R.: North Atlantic forcing of Amazonian precipitation during the last ice age, *Nat. Geosci.*, 5, 817–820, 2012.
- NGRIP Members: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Paduano, G. M., Bush, M. B., Baker, P. A., Fritz, S. C., and Seltzer, G. O.: A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 194, 259–279, 2003.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Röhl, U.: Rapid changes in the Hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial, *Science*, 290, 1947–1951, 2000.
- Poveda, G. and Mesa, O. J.: Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena, *J. Climate*, 10, 2690–2702, 1997.
- Poveda, G., Waylen, P. R., and Pulwarty, R. S.: Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 234, 3–27, 2006.
- Poveda, G., Álvarez, D. M., and Rueda, Ó. A.: Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots, *Clim. Dynam.*, 36, 2233–2249, doi:10.1007/s00382-010-0931-y, 2011.
- Rama-Corredor, O., Martrat, B., Grimalt, J. O., López-Oltavaro, G. E., Flores, J. A., and Sierro, F.: Parallelisms between sea surface temperature changes in the western tropical Atlantic (Guiana Basin) and high latitude climate signals over the last 140 000 years, *Clim. Past*, 11, 1297–1311, doi:10.5194/cp-11-1297-2015, 2015.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., and Ruth, U.: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079, 2006.
- Reese, C. A. and Liu, K.: A modern pollen rain study from the central Andes region of South America, *J. Biogeogr.*, 32, 709–718, 2005.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and Plicht, J. V. D.: IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55, 1869–1887, 2013.
- Ruddiman, W. F.: *Earth's Climate: past and future*, Macmillan, Publishing House, London, 2001.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P. J., Wefer, G., and Zahn, R.: Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation, *Nature*, 402, 511–514, 1999.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Lohmann, G., Paul, A., Matthias, P., and Wefer, G.: Abrupt Warming of the Intermediate-Depth Atlantic Ocean in Response to Thermohaline Circulation Slowdown During the last deglaciation, *PAGES News*, 11, 17–19, 2003.
- Sánchez Goñi, M. F. and Harrison, S. P.: Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2823–2827, 2010.
- Schmidt, M. W., Spero, H. J., and Lea, D. W.: Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation, *Nature*, 428, 160–163, 2004.
- Seltzer, G., Rodbell, D., and Burns, S.: Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America, *Geology*, 28, 35–38, 2000.
- Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T., and Finkel, R. C.: Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes, *Science*, 308, 678–681, 2005.
- Smith, J. A., Mark, B. G., and Rodbell, D. T.: The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes, *J. Quaternary Sci.*, 23, 609–634, doi:10.1002/jqs.1224, 2008.
- Thompson, L. G.: Tropical ice core records: evidence for asynchronous glaciations on Milankovitch timescales, *J. Quaternary Sci.*, 20, 723–733, 2005.
- Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagarodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhalevko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., and Francou, B.: A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores, *Science*, 282, 1858–1864, 1998.
- Torres, V., Vandenberghe, J., and Hooghiemstra, H.: An environmental reconstruction of the sediment infill of the Bogotá basin (Colombia) during the last 3 million years from abiotic and biotic proxies, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 226, 127–148, 2005.
- Urrego, D. H., Silman, M. R., and Bush, M. B.: The Last Glacial Maximum: stability and change in a western Amazonian cloud forest, *J. Quaternary Sci.*, 20, 693–701, 2005.
- Urrego, D. H., Bush, M. B., Silman, M. R., Correa-Metrio, A., Ledru, M.-P., Mayle, F. E., Paduano, G., and Valencia, B. G.: Millennial-scale Ecological Changes in Tropical South America since the Last Glacial Maximum, in: *Past climate variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America and surrounding regions*, edited by: Vimeux, F., Sylvestre, F., and Khodri, M., Developments in Paleoenvironmental Research Series (DPER), Springer, Paris, 283–300, 2009.
- Urrego, D. H., Bush, M. B., and Silman, M. R.: A long history of cloud and forest migration from Lake Consuelo, Peru, *Quaternary Res.*, 73, 364–373, doi:10.1016/j.yqres.2009.10.005, 2010.
- Urrego, D. H., Silman, M. R., Correa-Metrio, A., and Bush, M. B.: Pollen-vegetation relationships along steep climatic gradients in western Amazonia, *J. Veg. Sci.*, 22, 795–806, doi:10.1111/j.1654-1103.2011.01289.x, 2011.

- Urrego, D. H., Bush, M. B., Silman, M. R., Niccum, B. A., De La Rosa, P., McMichael, C., Hagen, S., and Palace, M.: Holocene fires, forest stability and human occupation in southwestern Amazonia, *J. Biogeogr.*, 40, 521–533, doi:10.1111/jbi.12016, 2013.
- Urrego, D. H., Bernal, J. P., Chiessi, C. M., Cruz, F. W., Sanchez Gofii, M. F., Power, M., Hooghiemstra, H., and participants, L.: Millennial-scale climate variability in the American tropics and subtropics, *PAGES Mag.*, 22, 94–95, 2014.
- Valencia, B. G., Urrego, D. H., Silman, M. R., and Bush, M. B.: From ice age to modern: a record of landscape change in an Andean cloud forest, *J. Biogeogr.*, 37, 1637–1647, doi:10.1111/j.1365-2699.2010.02318.x, 2010.
- Van Boxel, J., González-Carranza, Z., Hooghiemstra, H., Bierkens, M., and Vélez, M.: Reconstructing past precipitation from lake levels and inverse modelling for Andean Lake La Cocha, *J. Paleolimnol.*, 51, 63–77, 2014.
- van der Hammen, T. and Hooghiemstra, H.: Interglacial-glacial Fuquene-3 pollen record from Colombia: an Eemian to Holocene climate record, *Global Planet. Change*, 36, 181–199, 2003.
- van der Hammen, T., Barelds, J., De Jong, H., and De Veer, A. A.: Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 32, 247–340, 1980/1981.
- Velásquez, C. A. and Hooghiemstra, H.: Pollen-based 17-kyr forest dynamics and climate change from the Western Cordillera of Colombia; no-analogue associations and temporarily lost biomes, *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 194, 38–49, doi:10.1016/j.revpalbo.2013.03.001, 2013.
- Vuille, M. and Bradley, R. S.: Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3885–3888, 2000.
- Vuille, M. and Werner, M.: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results, *Clim. Dynam.*, 25, 401–413, 2005.
- Vuille, M., Bradley, R. S., and Keimig, F.: Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *J. Geophys. Res.*, 105, 12447–12460, 2000.
- Weigend, M.: Observations on the biogeography of the Amotape-Huancabamba Zone in northern Peru, *Bot. Rev.*, 68, 38–54, doi:10.1663/0006-8101(2002)068[0038:OOTBOT]2.0.CO;2, 2002.
- Weng, C., Bush, M. B., and Silman, M. R.: An analysis of modern pollen rain on an elevational gradient in southern Peru, *J. Trop. Ecol.*, 20, 113–124, 2004.
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., and Svensson, A.: Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2828–2838, doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.013, 2010.
- Zhou, J. and Lau, K. M.: Does a monsoon climate exist over South America?, *J. Climate*, 11, 1020–1040, 1998.
- Zhou, J. and Lau, K. M.: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, *Int. J. Climatol.*, 21, 1623–1644, 2001.

